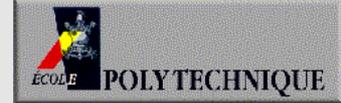




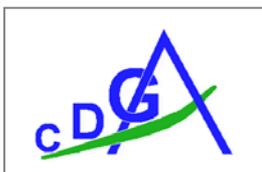
ECOLE CENTRALE PARIS
E.N.P.C. - Paris VI
Ecole POLYTECHNIQUE

D.E.A. de Mécanique des Sols et des
Ouvrages dans leur Environnement.



Analyse des glissements rocheux des Viviers-Basques (64, Urrugne)

Sous l'encadrement de Mme J. Riss, M. R. Fabre et de M. A. Marache



Mariane BORIE
Année universitaire 2003-2004

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier ceux qui m'ont guidée et soutenue durant ce stage, Madame Joëlle Riss et Messieurs Richard Fabre et Antoine Marache.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur Christian Desreumaux, source inépuisable d'informations sur la géologie du Pays Basque.

Je suis aussi très reconnaissante envers Monsieur Thierry Mulder et toute l'équipe des sédimentologues pour le stage de sédimentologie et les connaissances sur les flyschs qu'ils m'ont permis d'acquérir.

Mes remerciements s'adressent également à ceux et celles qui m'ont accompagnée sur le terrain dans le cadre des mesures : Madame Claire Lawrence, Messieurs Michel Frappa et Jean-François Lataste ; ainsi qu'à l'équipe des hydrogéologues (Messieurs Roland Lastennet et Frédéric Huneau) pour le prêt du matériel et l'accès au laboratoire d'analyse chimique des eaux.

Ma reconnaissance va à Madame Sylvie Gentier, Monsieur Ahmad Hosni, ainsi qu'à toute l'équipe du laboratoire ENE/CDG du BRGM d'Orléans pour m'avoir accueillie et conseillée lors de la modélisation de la falaise.

Je remercie tout particulièrement les habitants des environs des Viviers-Basques, pour leur accueil chaleureux, leurs témoignages indispensables et l'aide qu'ils m'ont apportée au cours de mon travail sur le terrain.

Je n'oublierai pas non plus Monsieur Guillaume Mourot, pour les mesures au rugosimètre, bien que ces mesures n'aient pas pu être exploitées dans le cadre de ce stage.

Merci à l'ensemble du personnel et des étudiants du laboratoire pour l'accueil et les conseils.

Mes pensées les plus affectueuses vont à Jean-Sébastien et Lionel, alpinistes de grande qualité, pour m'avoir aidée à descendre dans le glissement, mais surtout pour leur soutien et leur confiance.

SOMMAIRE

SOMMAIRE	4
<i>Table des illustrations</i>	5
<i>Table des tableaux</i>	6
<i>Table des tableaux</i>	6
<i>Table des Annexes</i>	7
INTRODUCTION	8
1. Etude structurale	8
1.1. Etude de la lithologie.....	8
1.2. Etude des discontinuités	9
1.3. Etude géophysique	9
2. Etude hydrologique et hydrogéologique	10
3. Analyse cinématique des glissements	10
4. Caractérisation géomécanique du massif rocheux	10
5. Modélisation	11
5.1. Paramètres de la modélisation	11
5.2. Résultats et interprétation	11
CONCLUSION	12
Bibliographie	13
Figures	14
Annexes	27

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1 : La falaise des Viviers-Basques, vue à marée basse.....	14
Figure 2 : Organisation d'une turbidite selon la séquence de Bouma (<i>Mulder et Faugères, 2001</i>) et distinction en classes mécaniques distinctes. Cette séquence est rarement complète, elle est souvent tronquée soit à la base soit au sommet.	15
Figure 3 : Epaisseur des niveaux argileux en fonction l'épaisseur totale de la turbidite	15
Figure 4 : Variogramme expérimental de l'épaisseur des bancs toutes classes confondues.....	16
Figure 5 : Répartition de la fracturation schématisée sur un bloc diagramme représentant un profil de la falaise	16
Figure 6 : Report sur carte IGN de la fracturation déterminée par étude des photos-aériennes (d'après R. Fabre)	17
Figure 7 : Profils géophysiques et localisation	18
Figure 8 : Corrélations entre les relevés de terrain et les profils géophysiques – interprétation	19
Figure 9 : Carte IGN : Bassin versant topographique, ruisseaux, sources et mesures de débit.....	20
Figure 10 : Diagramme de Schoeller - Concentration en ions majeurs des différentes émergences. Les eaux sont bicarbonatées calciques (prédominance de Ca^{2+} et HCO_3^-). On remarque la forte influence de l'océan par la présence de Na^+ , K^+ (transportables à l'état solide par la pluie) et Cl^-	20
Figure 11 : Evolution du débit des émergences 1 et 2 et de la conductivité de leur eau parallèlement à la pluviométrie. L'eau des sources, à la suite des précipitations du 22/04/04, est un mélange des eaux de l'aquifère et de l'eau de pluie.	21
Figure 12 : Géométrie du modèle et zonage des matériaux.....	22
Figure 13 : Evolution de la surface cisailée et du déplacement dû au cisaillement en fonction de l'altitude de la nappe. En bleu : cisaillement dextre ; en rouge : cisaillement senestre. L'épaisseur du trait est proportionnelle au déplacement	23
Figure 14 : Schéma interprétatif du phénomène observé lors de la remontée de la nappe : les pressions interstitielles engendrées font diminuer les contraintes effectives, rapprochant le cercle de Mohr de l'enveloppe de rupture : $ \tau_s \leq c' + \sigma'_n \tan \varphi' = \tau'_{\max}$	24
Figure 15 : Déplacement des blocs après plusieurs jours de calcul ; les blocs chutent.	24
Figure 16 : Evolution de la surface cisailée et du déplacement dû au cisaillement en fonction de l'angle de frottement des discontinuités entre les bancs de classe 3 et les bancs de classe 1 et 2. En bleu : cisaillement dextre ; en rouge : cisaillement sénestre. L'épaisseur du trait est proportionnelle au déplacement.....	25
Figure 17 : Impact de la diminution de l'angle de frottement sur la rupture : $ \tau_s \leq c' + \sigma'_n \tan \varphi' = \tau'_{\max}$	26
Figure 18 : Ajustement des lois de distribution de l'épaisseur.....	28
Figure 19 : Représentation graphique de l'écart de la loi de distribution ajustée à la répartition des échantillons	30
Figure 20 : Principe de la projection stéréographique sur l'hémisphère inférieur	31
Figure 21 : Définition des coordonnées d'un vecteur OP	32
Figure 22 : Densité des pôles de fractures relevées sur l'ensemble de la falaise et identification des familles – abaque de Schmidt	34
Figure 23 : Dispositif du dipôle-dipôle.....	38
Figure 24 : dispositif du pôle-dipôle.....	38
Figure 25 : Schématisation des mesures lors d'une pseudo-section, du changement d'identité de chacune des électrodes et report conventionnel des résistivités apparentes dans le dispositif dipôle-dipôle	39
Figure 26 : Inversion des pseudos-sections pour le pôle-dipôle (en haut) et le dipôle-dipôle (en bas)	40
Figure 27 : Etude cinématique de la stabilité des falaises des Viviers-Basques.....	42
Analyse des glissements rocheux des Viviers-Basques – M. Borie	5

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1: Propriétés mécaniques des différents blocs déformables. La densité de blocs est constante de 2,5.....	22
Tableau 2 : propriétés mécaniques des joints. Les propriétés hydrauliques sont identiques pour tous les joints sauf pour les drains, dont l'ouverture est plus grande.....	23
Tableau 3: Paramètres statistiques sur l'épaisseur de tous les bancs et des bancs par classe	27
Tableau 4 : Résultats des tests des différentes lois –THS : très hautement significatif ; HS : hautement significatif ; S : significatif- ; les lois écrites en gras, surlignées, sont celles qui ont été retenues avec les paramètres précisés	29
Tableau 5 : Résultats des tests des différentes lois –THS : très hautement significatif ; HS : hautement significatif ; S : significatif- ; les lois écrites en gras, surlignées, sont celles qui ont été retenues avec les paramètres précisés	29
Tableau 6 : Analyse des paramètres de dispersion des familles de discontinuité des bancs de la classe 1.....	35
Tableau 7 : Analyse des paramètres de dispersion des familles de discontinuité des bancs de la classe 1.....	35
Tableau 8 : Paramètres de dispersion des familles de discontinuités des bancs de la classe 2.....	36
Tableau 9 : Analyse des paramètres de dispersion des familles de discontinuité des bancs de la classe 2.....	36
Tableau 10 : GSI pour les massifs rocheux hétérogène tels les flyschs (Marinos et Hoek, 2001)	43
Tableau 11 : Calculs des paramètres mécaniques (en MPa) – les calculs sont effectués à partir de $\sigma_3=0$, puis $\sigma_3=\sigma_n/28$ à $\sigma_n/4$	45

TABLE DES ANNEXES

<i>A. Etude statistique de l'épaisseur des bancs</i>	<i>27</i>
<i>B. Etude statistique de la fracturation</i>	<i>31</i>
<i>Détermination des familles de discontinuités et de la dispersion des individus</i>	<i>31</i>
<i>Application à la fracturation relevée sur le site des Viviers-Basques</i>	<i>34</i>
<i>C. La Pseudo-section</i>	<i>37</i>
<i>D. Cinématique des glissements :</i>	<i>41</i>
<i>E. Détermination des paramètres mécaniques par la méthode du GSI.....</i>	<i>43</i>

INTRODUCTION

L'instabilité des falaises côtières, liée à l'érosion, induit un recul du trait de côte et menace les infrastructures situées à proximité. Dans le cadre d'une étude générale des instabilités rocheuses sur la côte aquitaine, le site des Viviers-Basques (64, Urrugne) a été l'objet d'une étude détaillée présentée ci-dessous. Bordée par l'Océan Atlantique au nord-ouest, la falaise s'étend sur 350 m. Sa dégradation, sous forme de glissements plans dans les flyschs, met en jeu l'existence d'une route particulièrement touristique, et est à l'origine de risques ponctuels liés à la fréquentation estivale du bas de la falaise (figure 1).

L'évaluation de la sensibilité d'une falaise à l'érosion nécessite l'obtention de nombreuses données. Une première partie sera consacrée à l'étude de la lithologie et des discontinuités d'origine stratigraphique et tectonique, étude menée principalement le long de la falaise et, complétée par une étude géophysique de l'arrière pays. Puis, dans une seconde partie, les données de nature hydrogéologique seront présentées ; en effet, l'eau dans le sous-sol, génératrice de pressions interstitielles, a une influence essentielle sur la stabilité des terrains. Le cadre structural et hydrogéologique ayant été défini, l'analyse cinématique des mouvements de terrain et la caractérisation géomécanique du massif rocheux seront présentées avant d'aborder la modélisation, nécessaire à la compréhension du comportement hydro-mécanique de la falaise.

1. ETUDE STRUCTURALE

1.1. Etude de la lithologie

Roches sédimentaires marno-calcaires issues d'anciens écoulements gravitaires sous-marins nommés turbidites, les flyschs présentent une diversité lithologique liée à leur mode de dépôt (figure 2 ; Mulder et Faugères, 2001) ; il en résulte une variabilité des propriétés mécaniques. Dans l'optique de la modélisation, nous avons été conduits à distinguer trois classes de bancs parmi les niveaux lithologiques, cela en fonction de leur comportement mécanique apparent, estimé sur le terrain (figure 2) :

- Classe 1 : elle correspond aux formations les plus compétentes, calcaires, dont la granulométrie est la plus grossière (sables à silts), niveaux notés Ta à Td par les sédimentologues.
- Classe 2 : elle correspond à des formations dont la compétence est intermédiaire entre celle des classes 1 et 3. Elle se compose de marno-calcaires très fracturés (niveau noté Te^t).
- Classe 3 : elle correspond à un niveau incompetent, argileux à faible teneur en carbonates, noté Te^h.

Le relevé lithologique est à l'origine de l'étude statistique de l'épaisseur des bancs (annexe A) : l'épaisseur des bancs, toutes classes confondues, est en moyenne légèrement supérieure à 6 cm, très dispersée avec un coefficient de variation de 123%, et une étendue de 76 cm. Les bancs de la classe 2 sont en général les plus épais ; les bancs de la classe 3 les moins épais. Les distributions des épaisseurs de chaque classe et toutes classes confondues sont asymétriques avec queue de distribution vers les fortes valeurs ; des lois de distribution log-normale ont été systématiquement ajustées (annexe A).

Le calcul du rapport de l'épaisseur cumulée des bancs des classes 2 et 3 à l'épaisseur totale de la turbidite, donne un résultat égal à 0,79 (figure 3). Razin (1989) a déjà mis en évidence une telle relation entre l'épaisseur totale de la turbidite (Tt) et l'épaisseur du dernier terme (Te, réunion de Te^t et de Te^h) ; le rapport Te/Tt atteindrait 0,8 aux Viviers-Basques d'après cet auteur.

L'étude variographique (ISATIS©^{GEOVARIANCES}) de l'épaisseur des bancs prise individuellement, par classes distinctes ou pour toutes les classes (figure 4), ou encore par séquences (turbidites) ainsi que celle de la répartition des classes de bancs ne montre aucune structuration le long des 16 m étudiés (mesures effectuées perpendiculairement à la stratification). La répartition spatiale des épaisseurs et de la nature des bancs peut donc être considérée comme aléatoire dans le cadre de ce travail.

L'origine sédimentaire des flyschs induit la présence de discontinuités stratigraphiques additionnelles à la fracturation. La caractérisation des discontinuités, indispensable à la caractérisation structurale de la falaise, est l'objet du paragraphe suivant.

1.2. Etude des discontinuités

Les bancs présentent une stratification, S_0 , de direction moyenne $N69^\circ-25^\circ NW$. Par ailleurs, l'étude statistique de la fracturation (annexe B – Mardia, 1972) permet de mettre en évidence cinq familles de fractures (figure 5) : T ($N171^\circ-86^\circ SE$), L ($N59^\circ-72^\circ SE$), D1 ($N107^\circ-75^\circ SW$), D2 ($N26^\circ-80^\circ NE$) et E ($N4^\circ-19^\circ SE$). Il faut noter que quatre de ces familles s'expriment dans la totalité des bancs avec des densités fonction de la classe, alors que la famille E, dont le pendage est faible ($20^\circ SE$) apparaît seulement dans les bancs de la classe 2 ; elle est interprétée comme étant issue de la réfraction des fractures T dans les bancs les moins compétents.

Outre les paramètres statistiques habituels, les distributions des directions de fracturation, des pendages, des ouvertures, de la persistance et des distances entre fractures ont été calculées ; lorsque cela a été possible des lois théoriques ont été ajustées (testée avec le test de Kormogorov-Smirnov – Dagnelie, 1975) dans la perspective d'une étude blocométrique future qui permettrait de déterminer les volumes des blocs mobilisés lors des différents mouvements de terrain observés (chute de blocs, glissement plan).

Les observations de terrain, dans l'arrière-pays comme sur les falaises, montrent que la structure réputée monoclinale des formations étudiées ne l'est plus à l'échelle du travail réalisé ici. On remarque en effet, par endroit, le déplacement et le pivotement de zones qui sembleraient être délimitées par des fractures ; les couches ne sont pas toutes parfaitement dirigées vers le nord-ouest. Ces zones constituent des hétérogénéités dans le massif dont l'intérêt apparaîtra dans l'étude hydrogéologique.

L'étude géomorphologique sur les photos aériennes de la campagne de 1996, révèle des directions de fracturation similaires à celles observées sur le terrain (figure 6). De plus, elle met en évidence l'existence de plusieurs échelles de fracturation : depuis l'affleurement jusqu'à l'échelle régionale, les fractures forment des lignes structurales de plus en plus persistantes. On constate à l'observation de la figure 6 que la densité de fracturation à ces différentes échelles est variable et non uniforme ; on remarque en particulier l'existence d'une zone de fracturation plus dense à proximité du rivage. Cette zone de faiblesse mécanique induit une plus grande fréquence de mouvements de terrains comparativement à une zone à fracturation moins dense. Les fractures ont une importance capitale pour les circulations de l'eau, et la variation de la densité de fracturation est à l'origine d'une forte anisotropie de la perméabilité de l'aquifère (cf. infra). Il pourrait donc être pertinent de mettre en évidence les relations, si elles existent, entre les paramètres de la fracturation aux différentes échelles (longueur, densité, direction ...) comme cela a déjà été effectué par ailleurs en Mer Rouge par Castaing *et al.* (1996).

1.3. Etude géophysique

Afin de déterminer la structure du sous-sol dans l'arrière-pays et les conséquences sur l'écoulement des eaux, des investigations géophysiques ont été réalisées. A l'instar de ce qui avait été fait à l'occasion du projet ROCC (*Risk Of Cliff Collapse*) réalisé sur les côtes normandes (Lebert et Baltassat, 2001), diverses méthodes ont été envisagées (méthodes sismiques -en particulier la sismique réfraction-, méthodes électriques -en particulier sondage électrique vertical, traîné électrique et pseudo-section-, méthodes électromagnétiques) ; en raison des contrastes de résistivité électrique existant entre les bancs calcaires et les altérites (formations superficielles argileuses formées par l'altération des flyschs), les méthodes de prospection électrique ont été retenues. La méthode de la pseudo-section (annexe C), qui permet d'obtenir une carte des résistivités du sous-sol dans un plan vertical, a été adoptée.

Deux sections orientées nord-sud, embrayées sur 35 m, couvrant une longueur totale de 465 m ont été réalisées (figure 7) au moyen de deux dispositifs de mesures électriques : le pôle-dipôle, à la profondeur d'investigation la plus importante, et le dipôle-dipôle, plus précis en surface (Frappa, 1998 - annexe C). Les sections se présentent sous la forme de cartes d'isorésistivités. Les zones bleues, les plus conductrices, correspondent aux matériaux argileux ; les zones rouges, les plus résistantes, indiquent la présence des matériaux les moins conducteurs, les calcaires. La présence d'eau a pour conséquence une augmentation de la conductivité.

Sur chacune des sections, on distingue les zones calcaires, en rouge, des secteurs argileux, en bleu. Les zones conductrices sont la marque soit des altérites, issues de l'altération des flyschs, soit des bancs argileux contenus dans les flyschs. Plusieurs relevés d'affleurements reportés le long des profils ont permis de préciser et d'interpréter l'image du sous-sol (figure 8). Les zones les plus résistantes, donc les plus calcaires, plongent globalement vers le nord avec un pendage variant de 20° à 40° ; ceci est conforme au pendage des couches. Ces zones correspondraient donc bien aux flyschs, à l'intérieur desquels il est possible de distinguer des passages plus conducteurs, assimilables à une succession de bancs moins carbonatés (bancs des classes 2 et 3), ou alors à la présence d'eau dans les discontinuités. Au-dessus de ce que nous avons identifié comme étant les flyschs, apparaissent avec une épaisseur très variable (de 0 à 7 m), des matériaux conducteurs qui par conséquent correspondraient aux altérites.

2. ETUDE HYDROLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

La présence d'eau est un facteur aggravant des mouvements de terrains. En effet, outre les dégradations mécaniques liées à l'altération qu'elle occasionne, celle-ci engendre une pression interstitielle ainsi qu'une diminution de la résistance au cisaillement du matériau ou d'une discontinuité, déstabilisant ainsi les blocs de la falaise (figure 1). C'est pourquoi une étude complète d'un mouvement de terrain nécessite la qualification et la quantification des apports d'eau en surface et en profondeur.

Outre les deux ruisseaux pérennes qui se jettent dans l'océan aux Viviers-Basques (figure 9), de nombreuses émergences sont visibles sur les falaises. La plupart sont des suintements aux interfaces des discontinuités. Deux émergences sont remarquables par leur débit (0,41 m³/h et 0,18 m³/h) et l'ouverture des fractures (15 et 25 cm de large respectivement) que l'eau emprunte. Les eaux qui émergent sur la falaise comme dans l'arrière-pays, sont bicarbonatées calciques et semblent provenir du même réservoir (figure 10). Les mesures de débit et des paramètres physico-chimiques des eaux des ruisseaux et des émergences, compte tenu de la pluviométrie (figure 11), conduisent à émettre l'hypothèse d'un réservoir dans les flyschs à porosité de fractures et de fissures. L'eau circule au sein des discontinuités stratigraphiques et d'origine tectonique.

Le fonctionnement des aquifères à porosité de fractures et de fissures induit de fortes surpressions dans les fissures en périodes de hautes eaux : en effet, en temps d'étiage, l'eau contenue dans les fissures est drainée par les grosses fractures ; mais en cas de montée importante des eaux, les fractures se saturent rapidement (à cause de leur forte conductivité hydraulique), et alimentent les fissures, inversant le courant par augmentation de la pression.

Il existerait donc des réserves souterraines générant des pressions interstitielles minimales constantes, augmentées de surpressions ponctuelles, pouvant être très importantes à la suite des fortes pluies. Ces augmentations sont certainement les plus déstabilisatrices.

3. ANALYSE CINEMATIQUE DES GLISSEMENTS

Le report des directions et pendage moyen des familles de discontinuités en projection stéréographique, avec le logiciel StereoNett, permet d'effectuer l'analyse cinématique des glissements (annexe D) au moyen de la méthode de Markland (Yoon et al., 2002) réalisé sur un canevas de Wulff (projection stéréographique conservant les angles, adaptée à ce type d'étude) : pour un angle de frottement des discontinuités stratigraphiques variant de 0° à 24,6° (cette dernière valeur correspondant tout à la fois à la pente topographique moyenne et au pendage moyen de la S₀), l'étude cinématique, pour laquelle la cohésion ne peut pas être prise en compte, permet de conclure à des mouvements de type glissement plan dans la direction du pendage des couches. Pour un angle de frottement supérieur au pendage stratigraphique, les bancs sus-jacents sont bien sûr considérés comme cinématiquement stables.

4. CARACTERISATION GEOMECHANIQUE DU MASSIF ROCHEUX

Le « Geological Strength Index » (GSI), nombre sans dimension, est déterminé en utilisant les propriétés de la roche intacte et de la fracturation du massif rocheux permettant ainsi l'estimation du module de déformation et de la résistance du massif rocheux (Goodman, 1980). Il a été développé par Hoek et adapté par Marinos et Hoek (2001) pour les massifs rocheux de type flysch.

Les flyschs des Viviers-Basques ont une composition et structure de type E (annexe E – tableau 10): les niveaux argileux et silteux sont épais et entrecoupés de couches plus graveleuses ; on rappelle que le rapport T_e/T_t^1 atteint 0,8 aux Viviers-Basques. L'état de surface des discontinuités dépend de la famille considérée ; le cas le plus défavorable est observé pour les fractures de la famille T, largement ouvertes et souvent remplies d'argile. Ces observations conduisent à une valeur du GSI comprise entre 25 et 35.

Cette méthode a permis d'estimer les paramètres mécaniques moyens du massif rocheux (annexe E ; Cai *et al.*, 2004) : module d'Young : $E_m = 1,6$ GPa ; résistance à la compression simple $\sigma_{cm} = 550$ kPa ; résistance à la traction : $\sigma_{tm} = 25$ kPa.

Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Moralès *et al.* (2004) au cours de la caractérisation de roches du même âge de type flysch dans le massif cantabrique au nord-ouest de l'Espagne.

5. MODELISATION

5.1. Paramètres de la modélisation

La modélisation est un outil de compréhension des comportements géomécaniques d'un massif. Pour cela, un modèle adéquat de représentation doit être choisi. Etant donné le type de rupture du terrain (glissement plan le long des joints stratigraphiques), et la structure de la falaise (bancs découpés en blocs par la fracturation), il paraît pertinent d'utiliser une méthode de modélisation par éléments distincts. Pour se faire, le logiciel UDEC[®]ITASCA vs 3.1 a été utilisé. La géométrie de la falaise permet une approximation en déformation plane (2D) et il a été choisi d'effectuer les calculs en blocs déformables (domaines de différences finies).

Le principe de cette modélisation est d'analyser l'influence des propriétés mécaniques et hydrauliques de la falaise sur sa stabilité. L'analyse bidimensionnelle est conduite sur une section NW-SE parallèle à la pente topographique et à la direction des fractures de la famille T. Le pendage attribué à la stratification est égal au pendage moyen mesuré sur le terrain ; les fractures L, D1 et D2, dont les pendages apparents sur le plan d'étude sont très proches, sont regroupées en une seule de pendage apparent $71 \pm 5^\circ$ SE. La cinquième famille (E) a été ajoutée dans les bancs de classe 2. Pour la construction géométrique du modèle, on distingue deux zones, l'une située à sa base est constituée de blocs de grande taille, l'autre, située en surface est constituée de blocs de taille plus réduite, organisés en une succession de huit bancs (figure 12). Des drains, fractures à plus forte conductivité hydraulique, permettent l'acheminement et l'évacuation de l'eau. Les propriétés mécaniques des matériaux (tableau 1) diffèrent selon la classe du banc (4 matériaux : un matériau global, pour la zone située à la base du modèle, trois matériaux correspondant aux trois classes) ; celles des discontinuités (tableau 2) varient en fonction des matériaux qui les entourent (8 familles de discontinuités : drains, interfaces entre bancs de chaque classe (5 familles), fracturation au sein des bancs des classes 1 et 2). L'état initial imposé correspond à une falaise stable saturée jusqu'à l'altitude de 10 m, et dont le pied est excavé.

Trois cas d'étude ont été réalisés. Les propriétés hydromécaniques et la géométrie restant constantes d'un cas d'étude à l'autre, les différences ne portent que sur les angles de frottements des interfaces des surfaces des bancs de la classe 3 avec celles des classes 1 et 2 ($\varphi_{\text{interface 1-3,2-3}} = 25^\circ$; $\varphi_{\text{interface 1-3, 2-3}} = 28^\circ$; $\varphi_{\text{interface 1-3,2-3}} = 30^\circ$).

Dans chacun des cas, une variation du toit de la nappe en amont (sud-est) du modèle simulant une recharge rapide par les précipitations est introduite : trois niveaux aux altitudes 12 m, 16 m et 20 m sont considérés.

5.2. Résultats et interprétation

- Etude du cas pour lequel $\varphi_{\text{interface 1-3,2-3}} = 30^\circ$: impact de la remontée de la nappe sur la stabilité (figure 13)

Les valeurs de débit calculés (nappe à 12 m : $0,54$ m³/h) concordent avec les mesures effectuées sur le terrain ($0,41$ m³/h mesurés à l'émergence 1 (figures 9 et 11)). Ceci démontre la bonne qualité du calage des paramètres hydrauliques et mécaniques des discontinuités.

¹ Cf. étude lithologique, paragraphe 1.

L'augmentation du débit étant ensuite liée aux précipitations, le débit calculé avec une nappe à 16 m par exemple est de 1,98 m³/h (débit estimé à l'émergence 1 à la suite de fortes pluies : 1,80 m³/h).

Dans ce cas d'étude, l'ampleur de la zone cisailée et les déplacements des blocs se développent aux interfaces des bancs et augmentent avec la hauteur d'eau. La zone cisailée s'accroît à partir du bas de la falaise. Elle affecte principalement l'interface immergée entre la zone en butée et la zone dont le pied a été excavé et, dans une moindre mesure, jusqu'à une nappe à 16 m, les interfaces immergées des bancs de classe 1 sur banc de classe 3 en subsurface. Ceci illustre le fait que la valeur de la résistance au cisaillement, fonction des contraintes effectives, diminue avec l'augmentation des pressions interstitielles : $\tau'_{\max} = c' + (\sigma - u) \tan \varphi'$ et $\sigma - u = \sigma'$ (figure 14). Le cisaillement du joint C1-C3, situé en surface, n'apparaît de façon claire que, d'une part lorsque la nappe a atteint l'altitude de 20 m et, d'autre part, lorsque la base des bancs dont le pied a été excavé est entièrement cisailée. Ceci permet d'émettre l'hypothèse qu'un cisaillement important du banc en surface ne peut s'effectuer que si le cisaillement en profondeur est très important : les glissements des bancs de surface (figure 15) seraient alors révélateurs qu'un mouvement de plus grande ampleur est en cours. Cette hypothèse reste à vérifier en étudiant en détail l'effet des pressions interstitielles sur l'ouverture des fractures et leur cisaillement, en utilisant éventuellement une modélisation en trois dimensions plus adaptée à l'étude des écoulements, ainsi que l'influence d'un déplacement global d'une série de banc sur le cisaillement en sub-surface. Ces mêmes conclusions peuvent être généralisées aux trois cas d'étude, les différences portant seulement sur le stade d'apparition des phénomènes.

- Comparaison des trois cas : influence de l'angle de frottement sur la stabilité (figure 16)

Chacun des cas est caractérisé par un angle de frottement entre les bancs de classe 3 avec les bancs de classes 1 et 2 différent (de 25° à 30°). Les résultats montrent que plus l'angle de frottement est faible, plus la déstabilisation du système nécessite une hauteur d'eau moindre, c'est à dire de plus faibles pressions interstitielles. En effet, la diminution de l'angle de frottement « rapproche » l'enveloppe de rupture des cercles de Mohr (figure 17). Pour un angle de frottement plus élevé, une plus grande pression interstitielle est nécessaire à la rupture. Le mécanisme de rupture reste le même. L'étude des débits montre que ce paramètre mécanique influe sur les ouvertures et fermetures des fractures.

La présence d'eau au sein d'une discontinuité dégrade, par altération, ses propriétés mécaniques. La montée de la nappe au sein du massif rocheux a donc pour conséquence une augmentation de l'instabilité par augmentation des pressions interstitielles ainsi que par la dégradation mécanique. Pour mettre en évidence le couplage de ce phénomène, il serait intéressant d'effectuer un calcul avec un angle de frottement fonction de la durée d'immersion de la discontinuité et des surpressions subies.

CONCLUSION

La géométrie complexe des falaises des Viviers-Basques a nécessité une étude détaillée de sa structure sur le terrain. Ces données, rendues exploitables à l'aide des statistiques, ajoutées à la caractérisation de l'aquifère et de l'arrière-pays, fournissant des indices quant au réseau de fracturation et aux paramètres hydrauliques (niveaux imperméables, affleurements perméables et localisations de fractures potentiellement conductrices) ont permis de mettre en place le cadre géométrique, hydraulique et mécanique de la modélisation. L'analyse des résultats des calculs, en accord avec l'analyse cinématique, indique des glissement banc sur banc, selon des plans de cisaillement préférentiels (zone dont le pied a été excavé sur zone en butée et bancs compétents sur bancs argileux). Les différents cas étudiés semblent montrer que le cisaillement et le glissement des bancs situés en sub-surface sont des indicateurs d'un cisaillement plus profond, mobilisant des volumes largement supérieurs ; la vérification de cette hypothèse par une étude plus poussée tridimensionnelle est une perspective de ce travail. Il faudrait en outre se donner les moyens d'avoir les bons paramètres mécaniques. Ce travail peut se poursuivre par une instrumentation appropriée de la falaise afin de vérifier les hypothèses émises ainsi qu'assurer la sécurité des personnes et des ouvrages situés à proximité.

BIBLIOGRAPHIE

1. **Cai M., Kaiser P.K., Uno H., Tasaka Y., Minami M.**, 2004, *Estimation of rock mass deformation modulus and strength of jointed hard rock masses using the GSI system*, International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, vol. 41, pp.3–19
2. **Castaing C., Halawani M.A., Gervais F., Chilès J.P., Genter A., Bourguine B., Ouillon G., Brosse J.M., Martin P., Genna A., Janjou D.**, 1996, *Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting*, Tectonophysics, vol. 261, pp.291-314.
3. **Dagnelie P.**, 1975, *Théorie et méthodes statistiques. Applications agronomiques. Vol II, Les méthodes de l'inférence statistique*. Les presses agronomiques de Gembloux, A.S.B.L., pp.61-72 (chap.12 : les tests d'ajustement et de normalité).
4. **Frappa M.**, 1998, *Prospection géoélectrique, méthode des résistivités*, document de cours de Géophysique, 82 pages.
5. **Goodman R.E.**, 1980, *Introduction to rock mechanics*, ed. Wiley, 468 pages.
6. **Lebert F., Baltassat J.M.**, 2001, *Réflexions méthodologiques sur les prospections géophysiques réalisées pour les projets ROCC, Etude de massif crayeux en bordure de falaise*, Document public BRGM/RP-51359-FR, 47 pages.
7. **Mardia K.-V.**, 1972. *Statistics of directional data*. Academic Press New-York, 358 pages.
8. **Marinos P., Hoek E.**, 2001, *Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch*, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Volume 60 (2), pp.85-92
9. **Morales T., Uribe-Etxebarria G.G., Uriarte J. A. and Fernández de Valderrama I.**, 2004, *Geomechanical characterisation of rock masses in Alpine regions: the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin, Northern Spain)*, Engineering Geology Volume 71 (3-4), February 2004, pp. 343-362
10. **Mulder T., Faugères J.-C.**, 2001, *Excursion sédimentologique dans le Pays Basque, Livret-Guide*, document de cours du DGO, Université Bordeaux 1, 30 pages.
11. **Razin P.**, 1989, *Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (province du Labourd)*, Thèse de doctorat : Sciences de la Terre : Université Bordeaux III, 464 pages.
12. **Yoon W.S., Jeong U.J., Kim J.H.**, 2002, *Kinematic analysis for sliding failure of multi-faced rock slopes*, Engineering Geology, vol. 67, pp.51–61

FIGURES



Figure 1 : La falaise des Viviers-Basques, vue à marée basse.

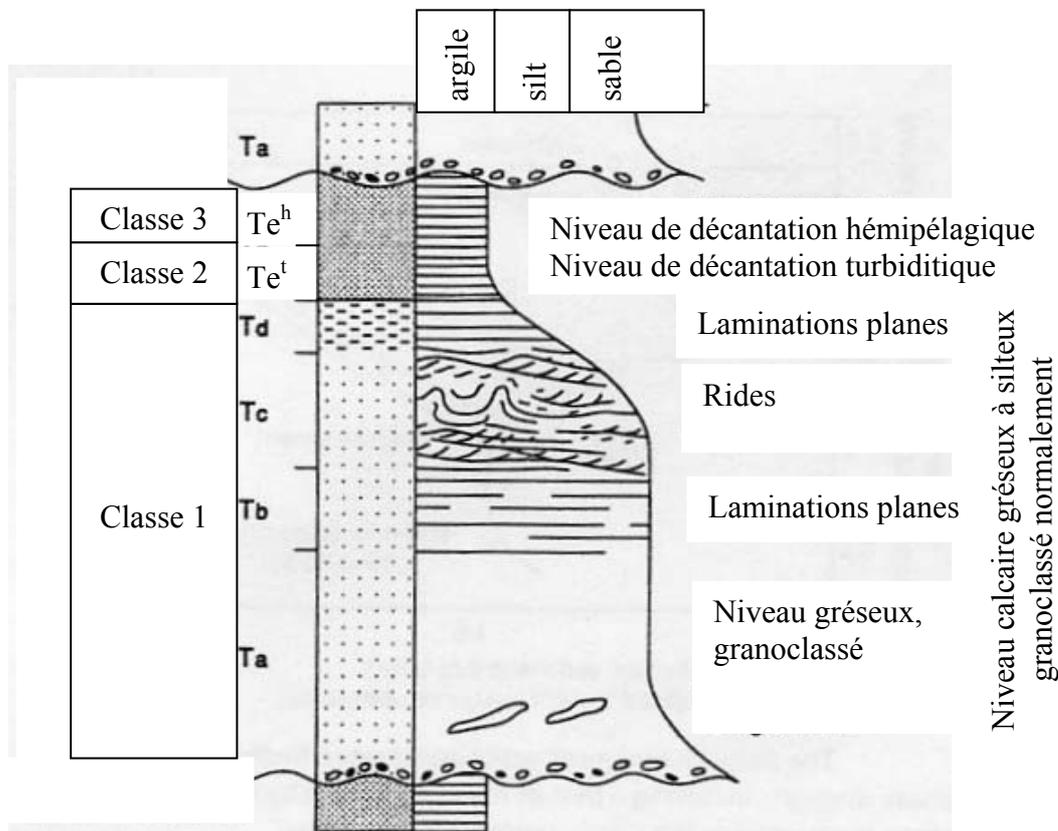


Figure 2 : Organisation d'une turbidite selon la séquence de Bouma (Mulder et Faugères, 2001) et distinction en classes mécaniques distinctes. Cette séquence est rarement complète, elle est souvent tronquée soit à la base soit au sommet.

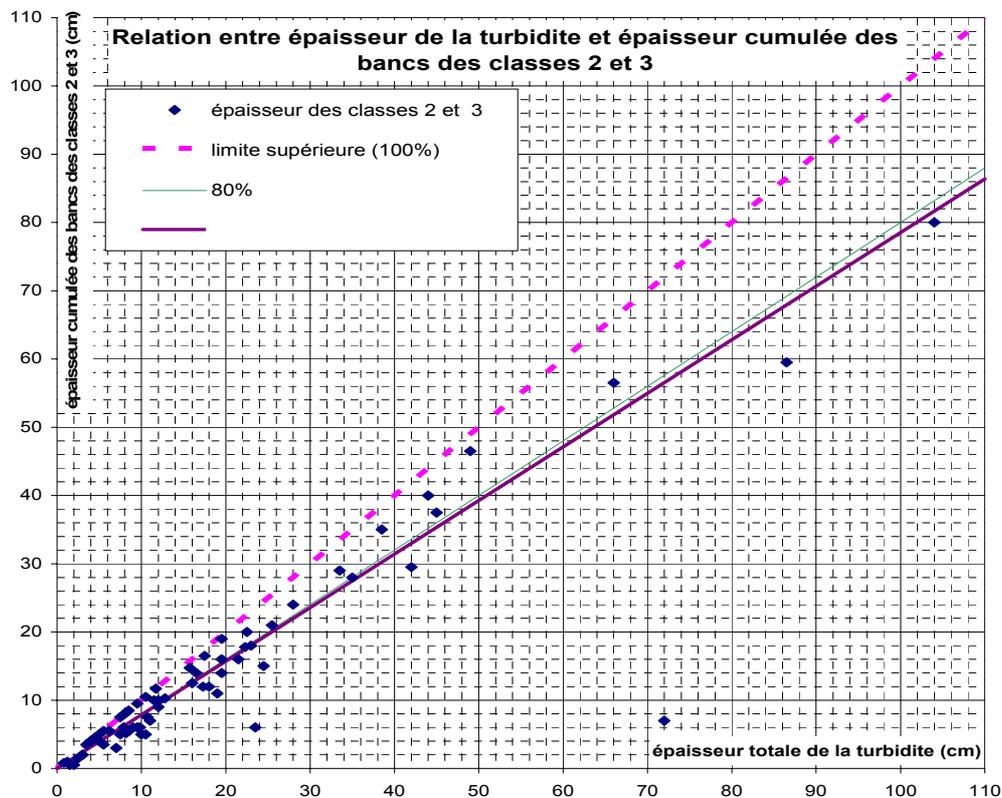
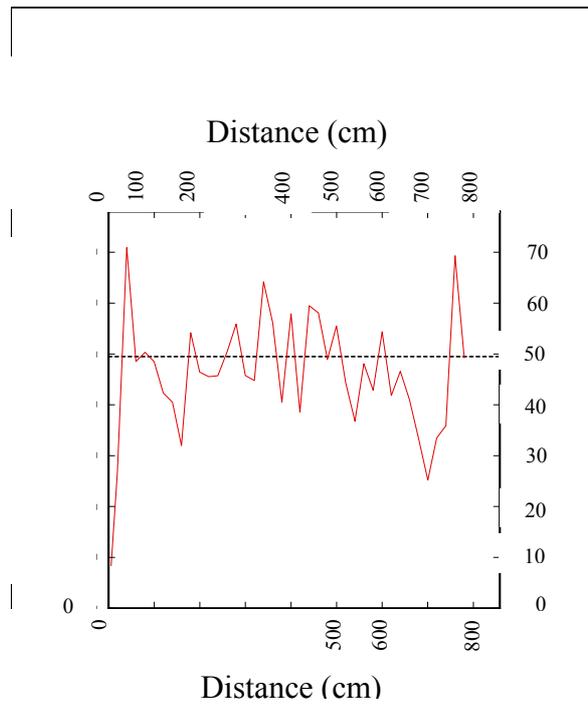


Figure 3 : Epaisseur des niveaux argileux en fonction l'épaisseur totale de la turbidite



Variogramme expérimental dans une direction
 Variable : épaisseur (cm)
 Pas : 6,43 cm

Figure 4 : Variogramme expérimental de l'épaisseur des bancs toutes classes confondues

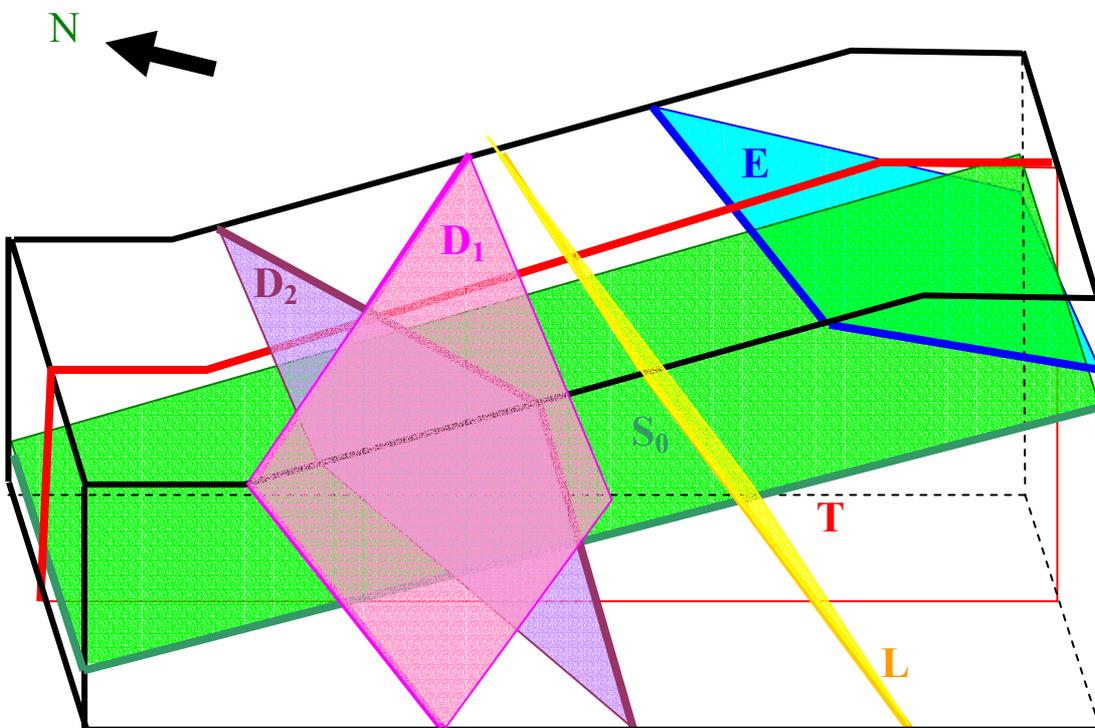


Figure 5 : Répartition de la fracturation schématisée sur un bloc diagramme représentant un profil de la falaise

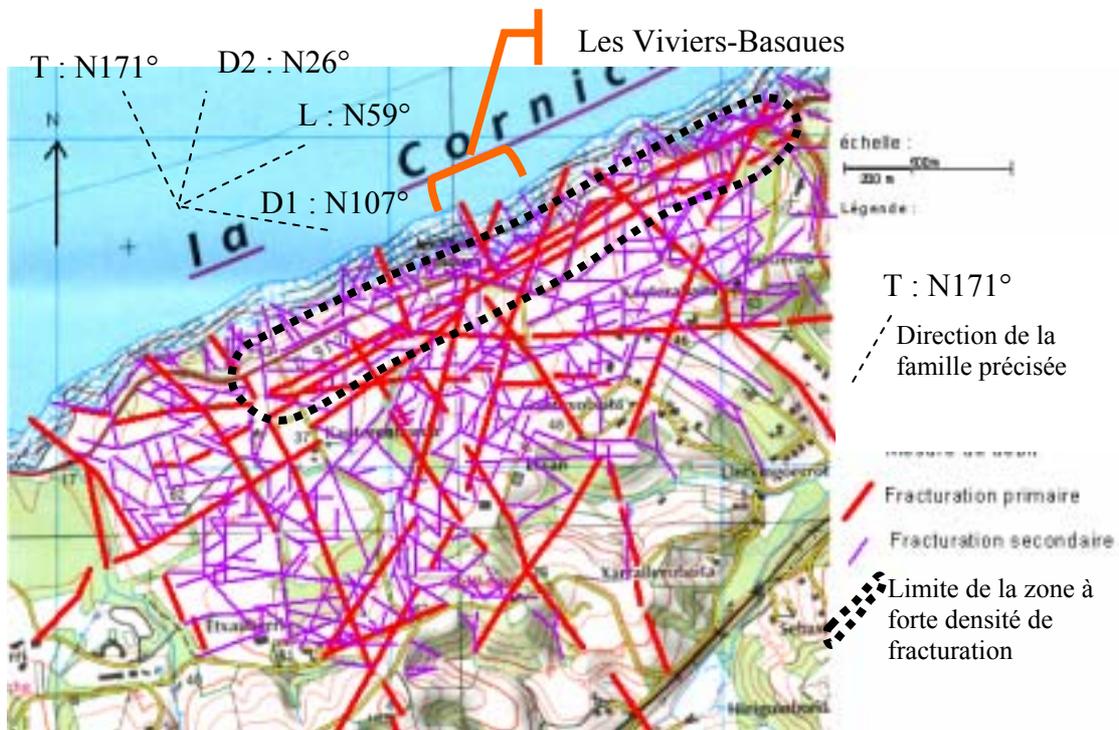


Figure 6 : Report sur carte IGN de la fracturation déterminée par étude des photos-aériennes (d'après R. Fabre)

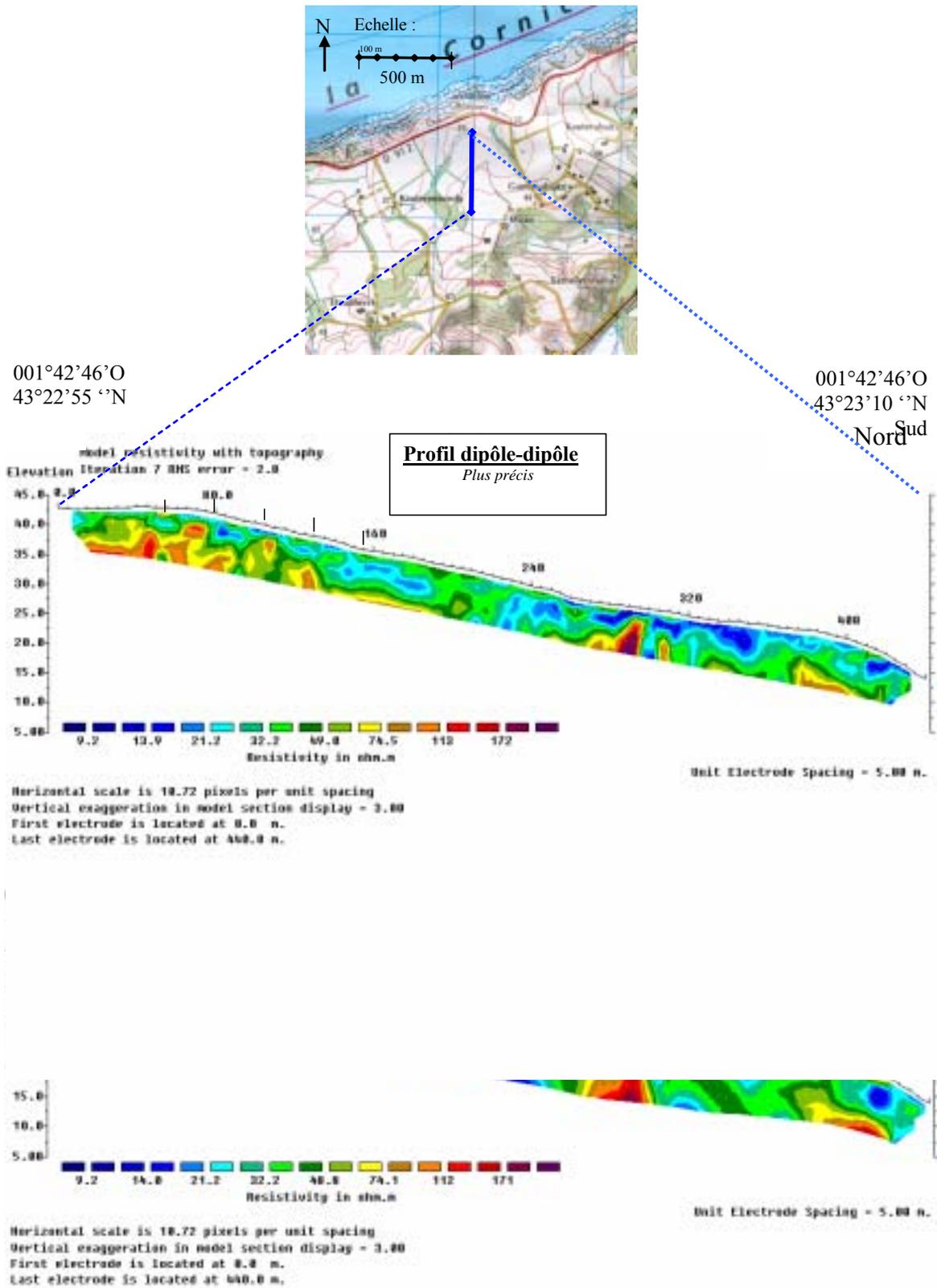


Figure 7 : Profils géophysiques et localisation

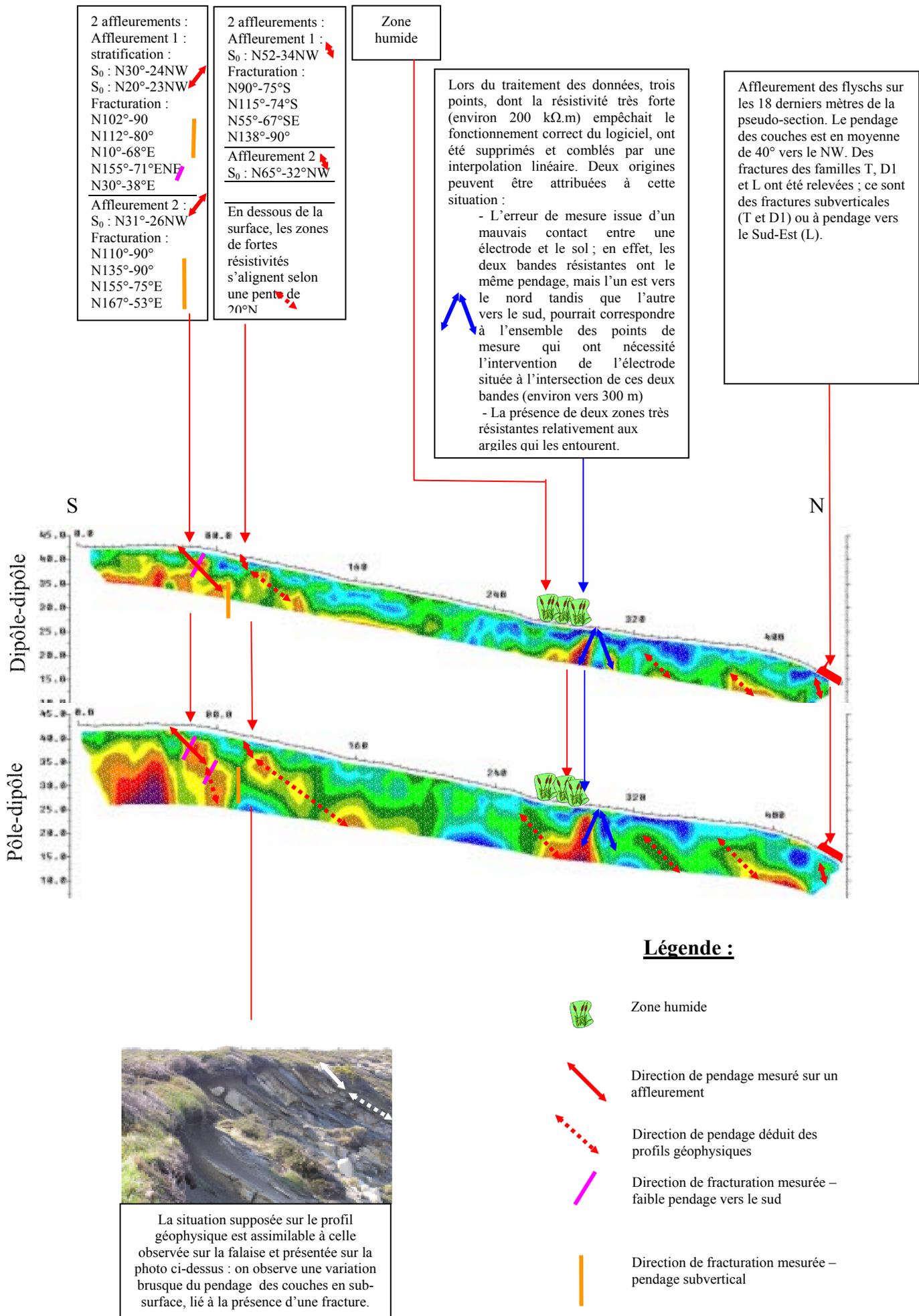


Figure 8 : Corrélations entre les relevés de terrain et les profils géophysiques – interprétation

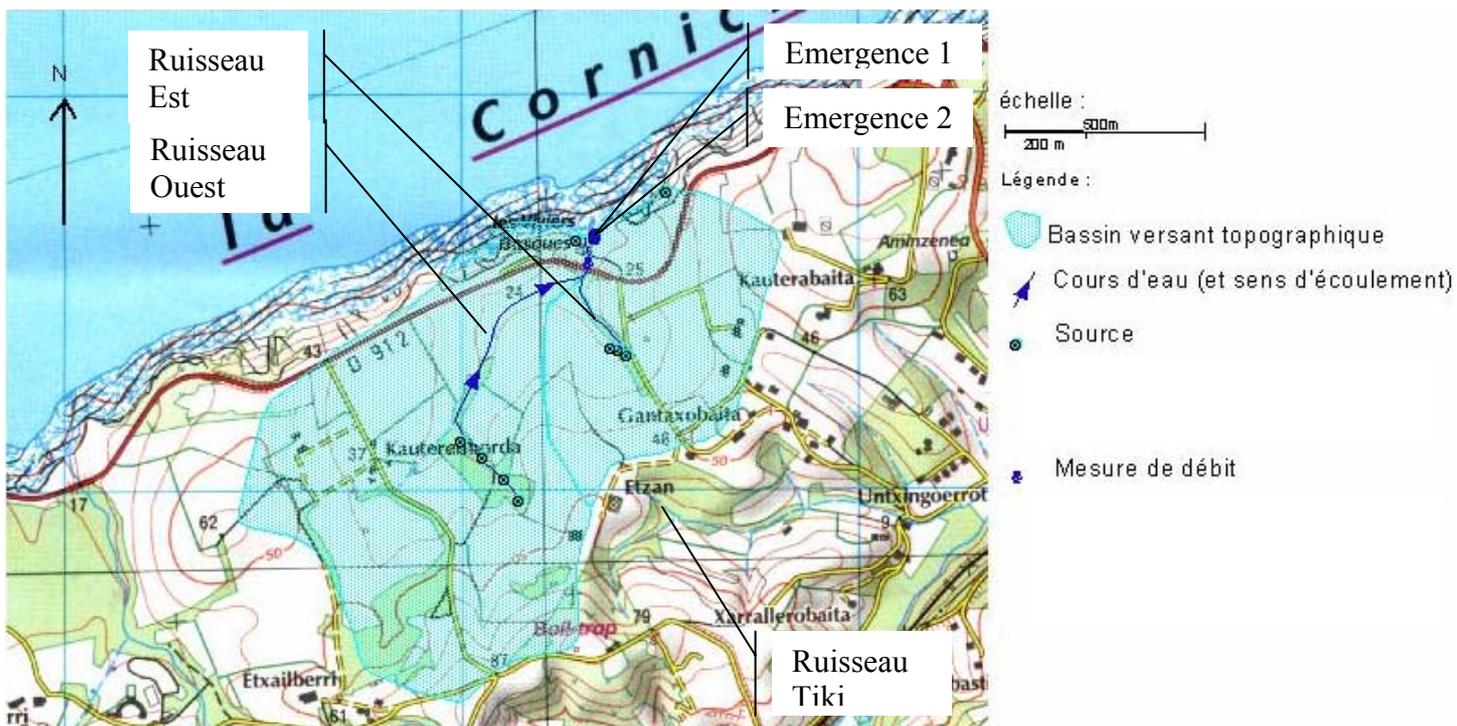


Figure 9 : Carte IGN : Bassin versant topographique, ruisseaux, sources et mesures de débit

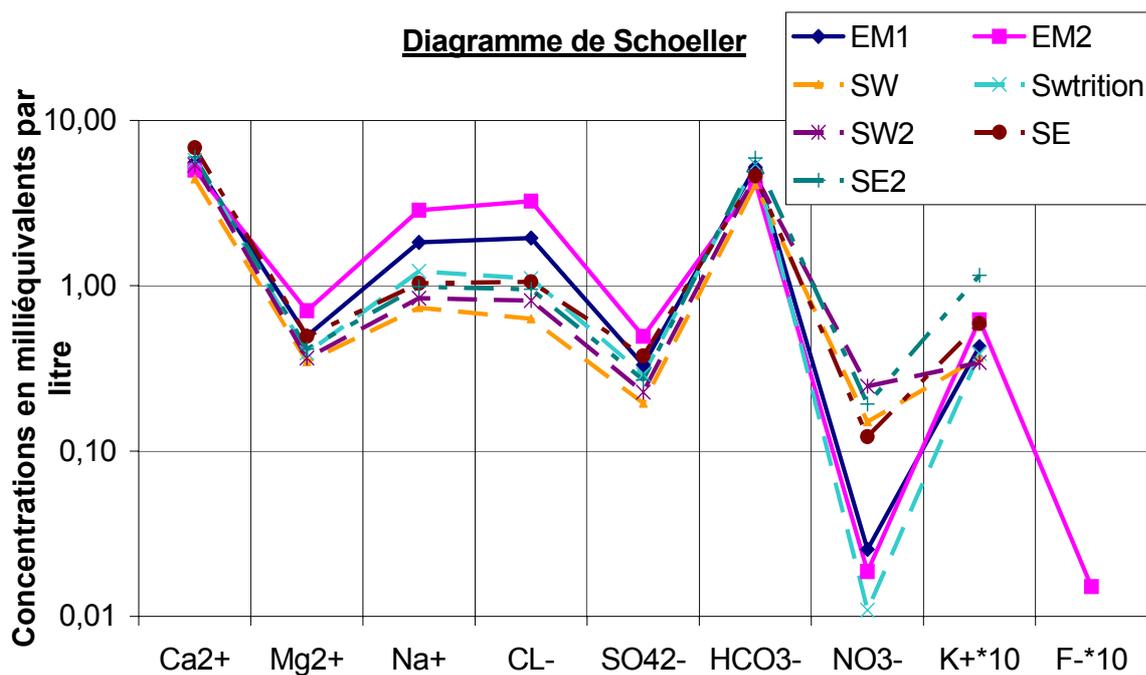
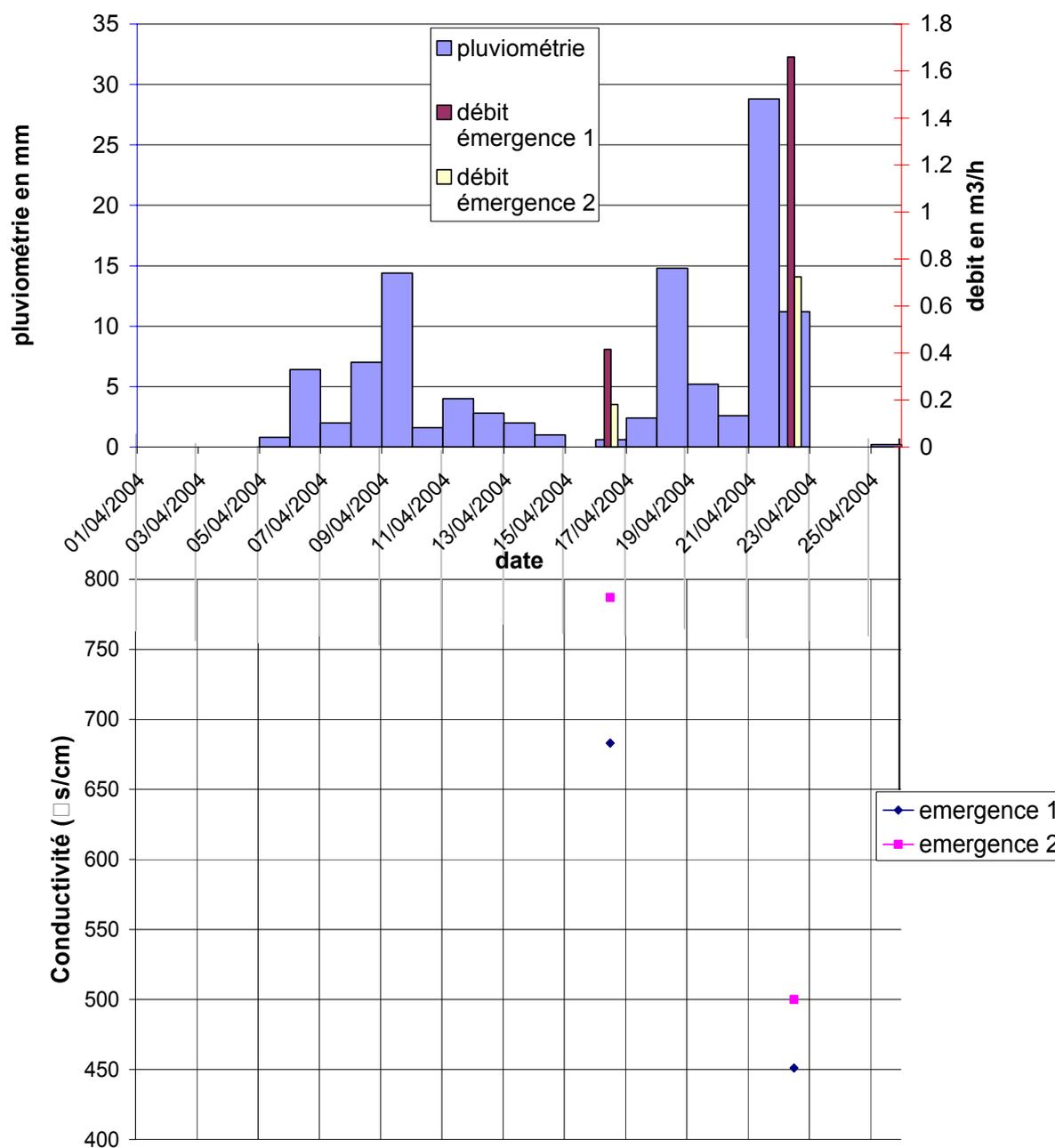


Figure 10 : Diagramme de Schoeller - Concentration en ions majeurs des différentes émergences. Les eaux sont bicarbonatées calciques (prédominance de Ca²⁺ et HCO₃⁻). On remarque la forte influence de l'océan par la présence de Na⁺, K⁺ (transportables à l'état solide par la pluie) et Cl⁻.

pluviométrie et débit associé des sources



Variation de conductivité liée à l'augmentation du débit

Figure 11 : Evolution du débit des émergences 1 et 2 et de la conductivité de leur eau parallèlement à la pluviométrie. L'eau des sources, à la suite des précipitations du 22/04/04, est un mélange des eaux de l'aquifère et de l'eau de pluie.

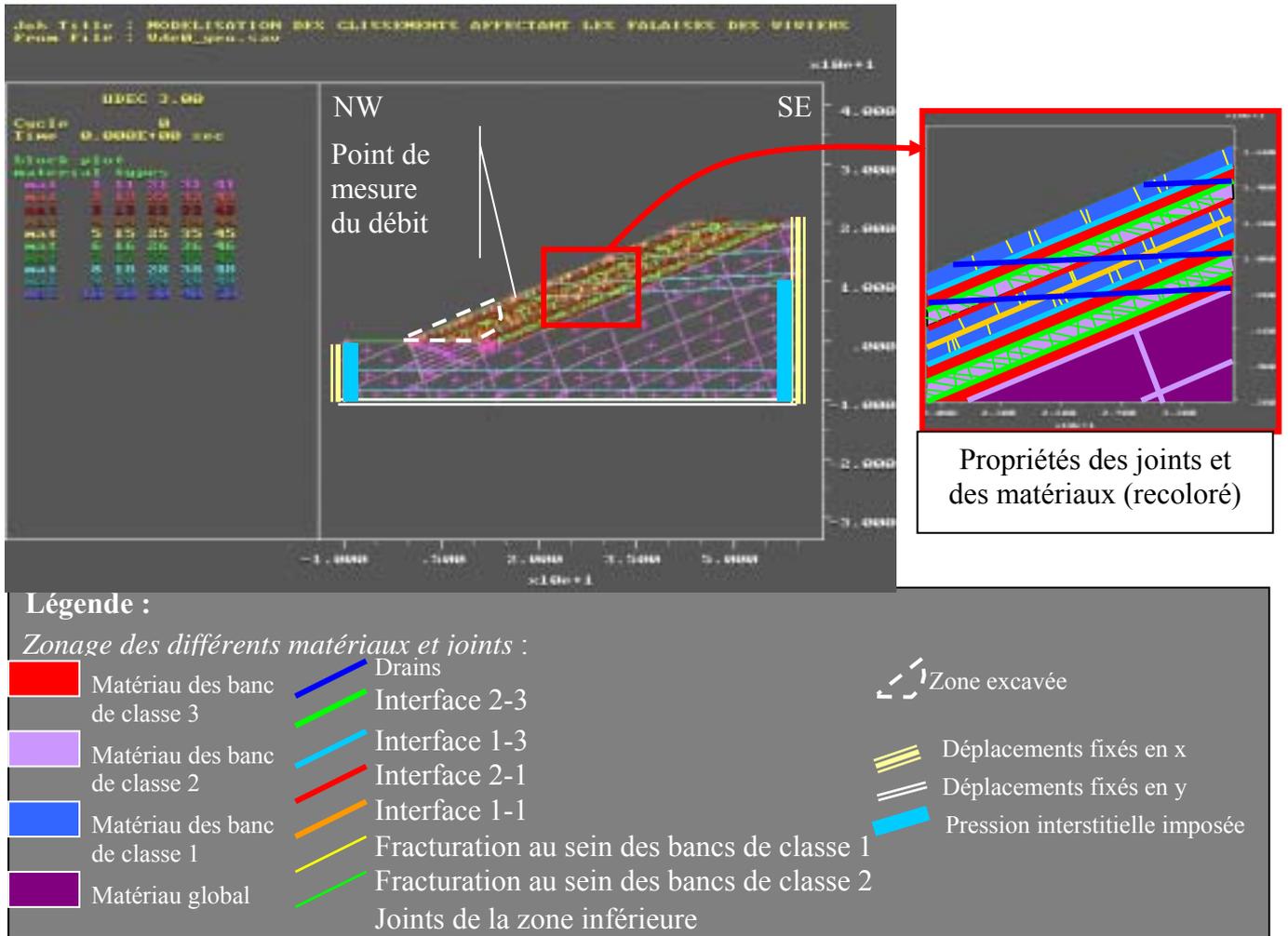


Figure 12 : Géométrie du modèle et zonage des matériaux

Propriétés des bancs	classe 1	classe 2	classe 3	Global
Module d'Young - E(Pa)	7,50E+10	4,00E+10	1,20E+10	3,00E+10
ν (coefficient de Poisson)	3,00E-01	3,00E-01	3,00E-01	3,00E-01
Module de compression -K (Pa)	6,25E+10	3,33E+10	1,00E+10	2,50E+10
Module de cisaillement -G (Pa)	2,88E+10	1,54E+10	4,62E+09	1,15E+10

Tableau 1: Propriétés mécaniques des différents blocs déformables. La densité de blocs est constante de 2,5.

Propriétés des joints	interface 1-3	interface 2-3	interface 1-2	interface 1-1	fractures 2	fractures 1	Global et drains
Rigidité normale jkn(Pa)	5E+10	5E+10	5E+10	5E+10	5E+10	5E+10	5E+10
Rigidité tangentielle jks(Pa)	4,5E+10	4,5E+10	4,5E+10	4,5E+10	4,5E+10	4,5E+10	4,5E+10
ϕ angle de frottement	25 - 28 - 30	25 - 28 - 30	35	35	30	35	35

c(Pa) cohésion	1E+03	1E+04	0	0	0	0	0
ten (Pa) résistance à la traction	1E+04	1E+04	1E+04	5E+04	5E+04	5E+03	1E+08

Tableau 2 : propriétés mécaniques des joints. Les propriétés hydrauliques sont identiques pour tous les joints sauf pour les drains, dont l'ouverture est plus grande.

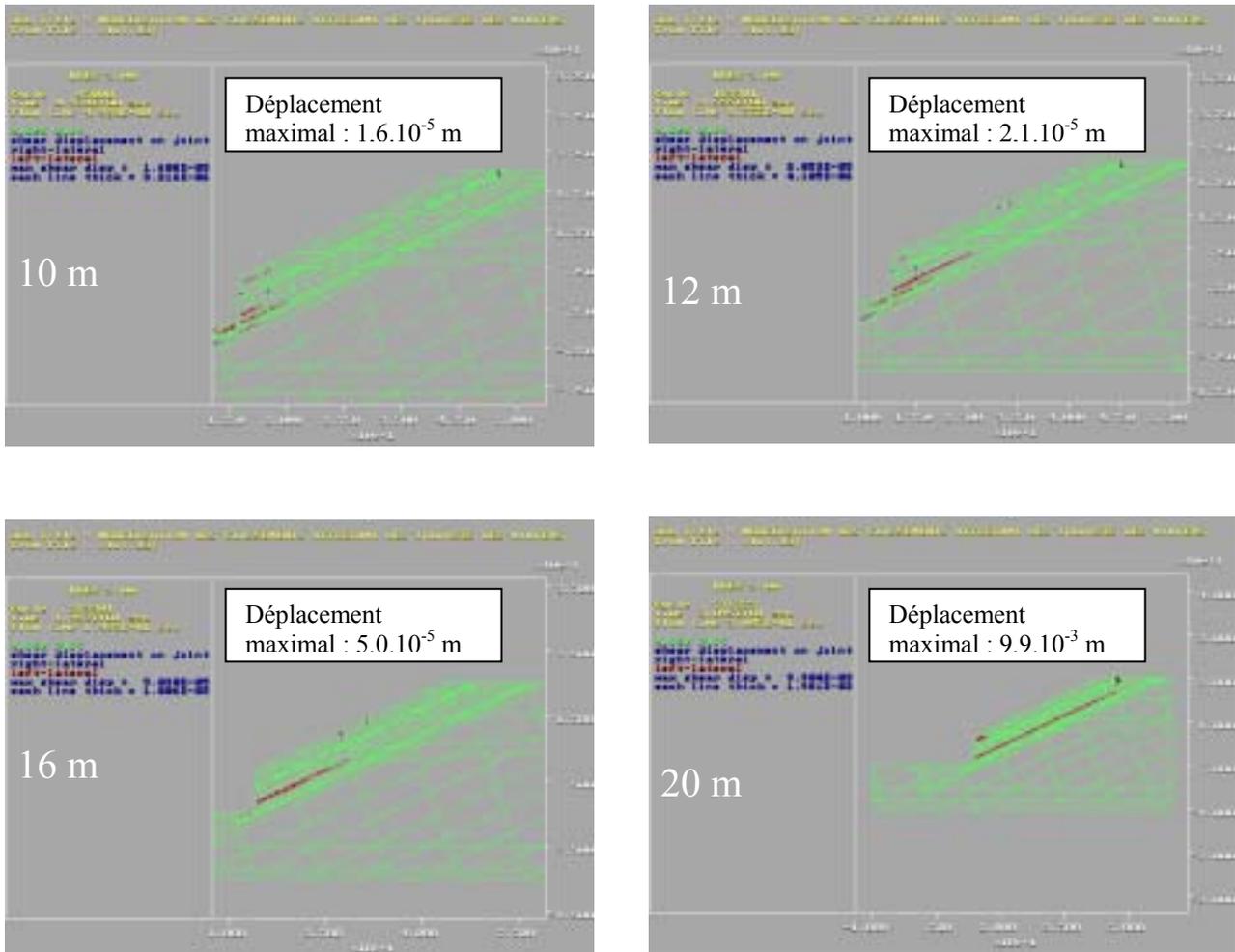


Figure 13 : Evolution de la surface cisailée et du déplacement dû au cisaillement en fonction de l'altitude de la nappe. En bleu : cisaillement dextre ; en rouge : cisaillement senestre. L'épaisseur du trait est proportionnelle au déplacement

**Critère de rupture des joints :
critère de Mohr
influence de la pression hydrostatique**

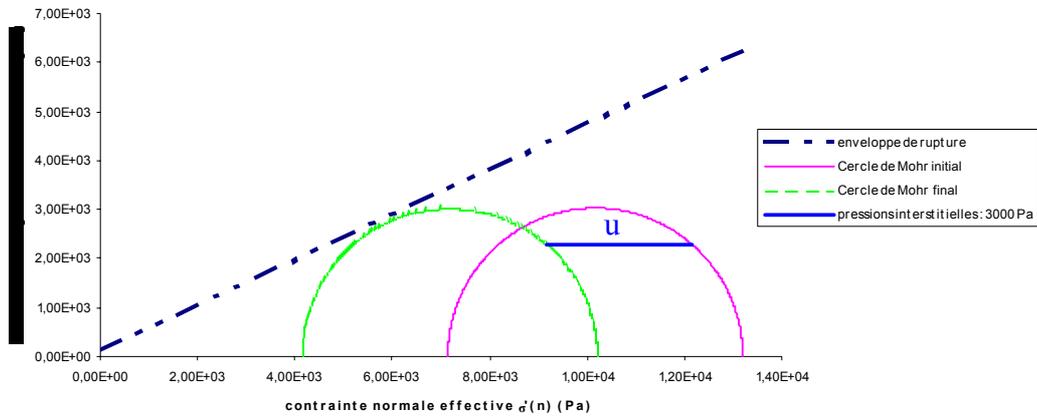


Figure 14 : Schéma interprétatif du phénomène observé lors de la remontée de la nappe : les pressions interstitielles engendrées font diminuer les contraintes effectives, rapprochant le cercle de Mohr de l'enveloppe de rupture : $|\tau_s| \leq c' + \sigma'_n \tan \varphi' = \tau'_{\max}$

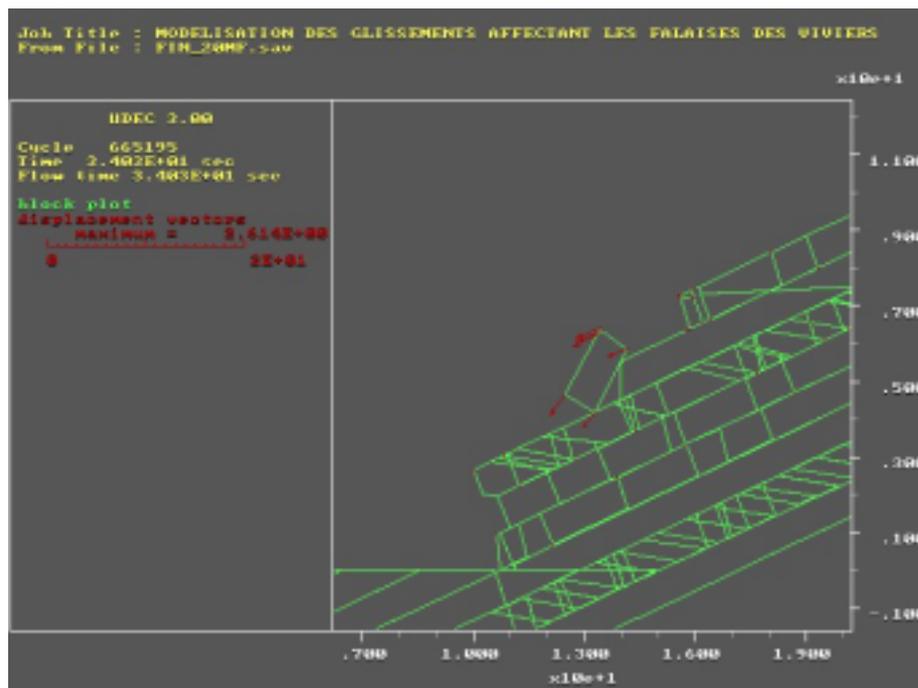


Figure 15 : Déplacement des blocs après plusieurs jours de calcul ; les blocs chutent.

Cisaillement pour une hauteur d'eau de 12 m

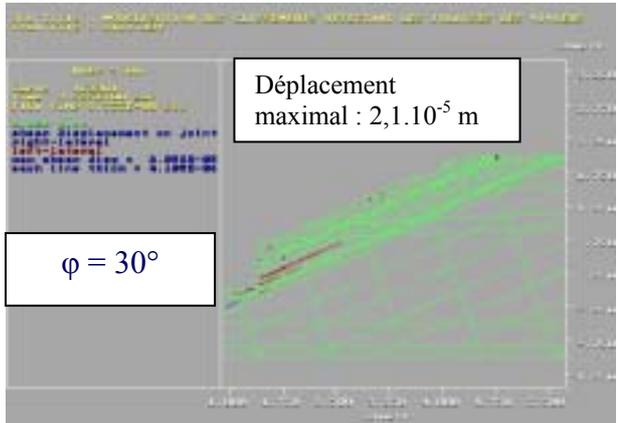
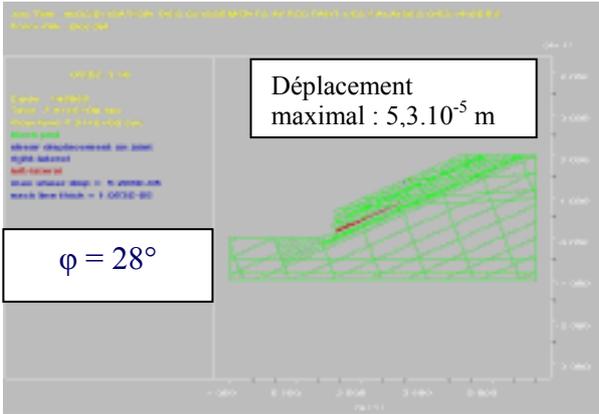
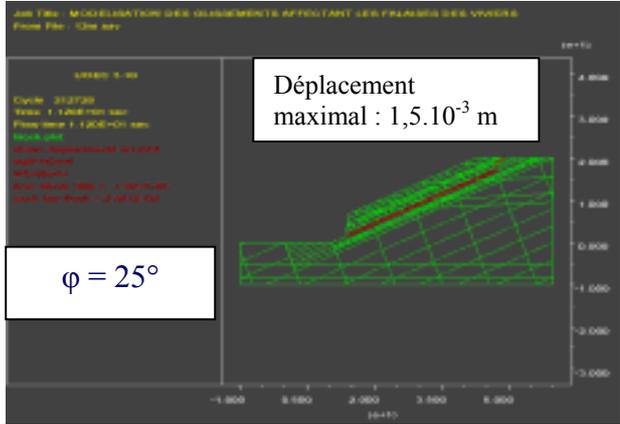


Figure 16 : Evolution de la surface cisailée et du déplacement dû au cisaillement en fonction de l'angle de frottement des discontinuités entre les bancs de classe 3 et les bancs de classe 1 et 2. En bleu : cisaillement dextre ; en rouge : cisaillement sénestre. L'épaisseur du trait est proportionnelle au déplacement

**Critère de rupture des joints :
critère de Mohr
influence de la pression hydrostatique**

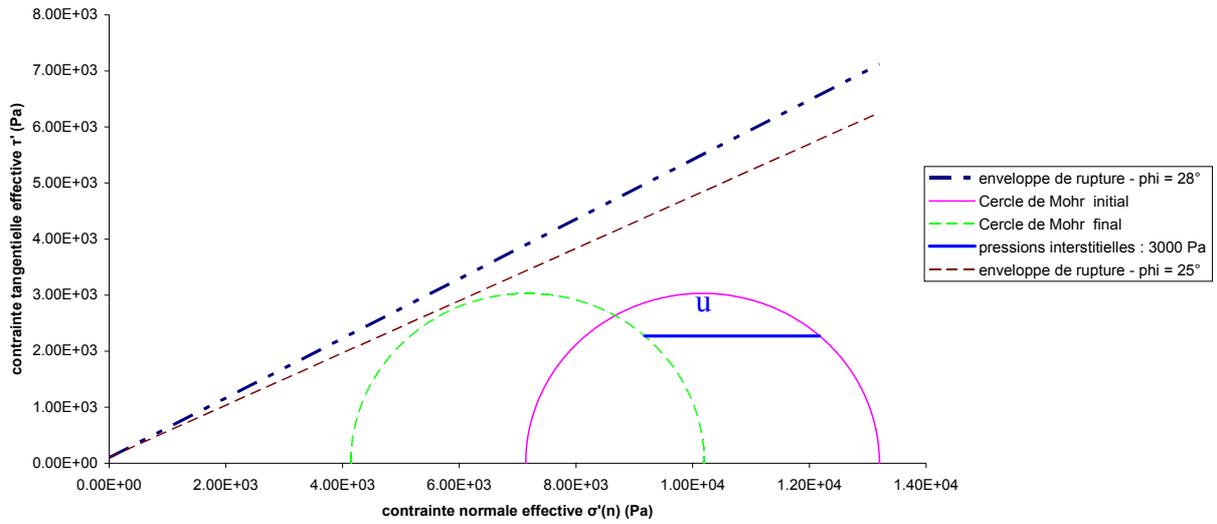


Figure 17 : Impact de la diminution de l'angle de frottement sur la rupture : $|\tau_s'| \leq c' + \sigma'_n \tan \varphi' = \tau'_{\max}$

ANNEXES

A. ÉTUDE STATISTIQUE DE L'ÉPAISSEUR DES BANCS

Paramètres statistiques sur l'épaisseur	Totalité des bancs	Bancs de classe 1	Bancs de classe 2	Bancs de classe 3
Nombre de valeurs	326,00	138,00	98,00	90,00
Moyenne (cm)	6,36	6,46	7,23	5,26
écart type (cm)	7,79	7,88	8,93	5,97
Variance (cm ²)	60,64	62,05	79,76	35,59
C.V.	123%	122%	124%	113%
Minimum (cm)	0,20	0,20	0,50	0,30
quartile 0,25 (cm)	2,00	2,00	2,50	2,00
Médiane (cm)	4,00	4,00	4,50	3,35
quartile 0,75 (cm)	8,38	8,88	9,00	6,50
Maximum (cm)	76,14	62,00	76,14	37,50
Etendue (cm)	75,94	61,80	75,64	37,20
coefficient d'asymétrie	4,41	3,69	5,04	3,39
coefficient d'aplatissement	28,67	19,11	34,14	14,18

Tableau 3: Paramètres statistiques sur l'épaisseur de tous les bancs et des bancs par classe

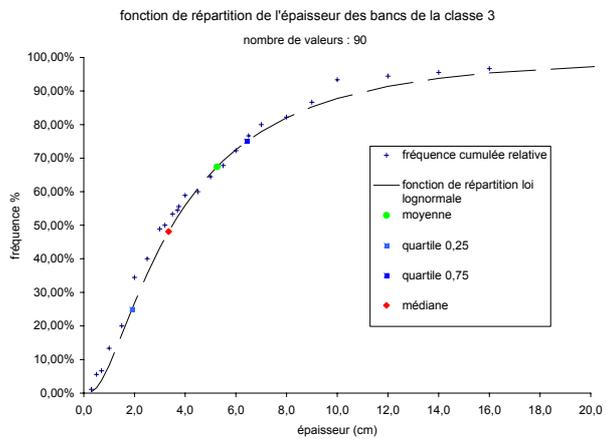
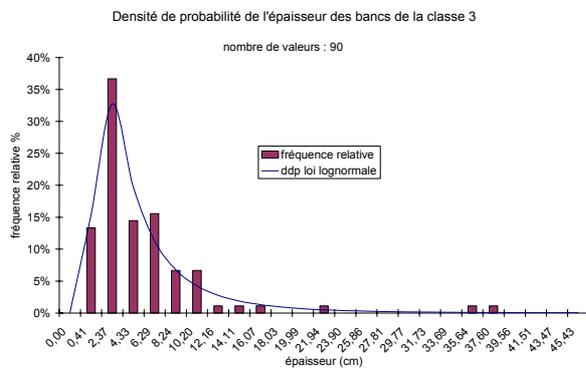
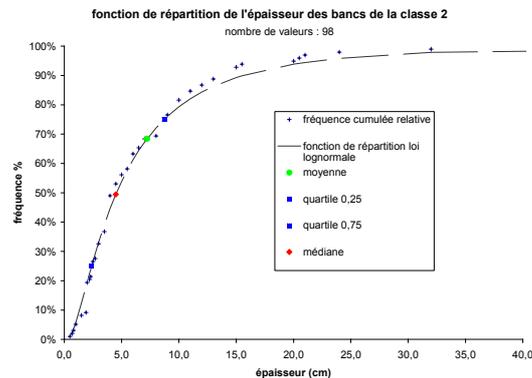
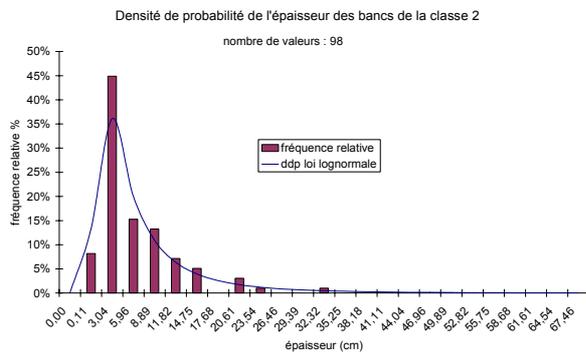
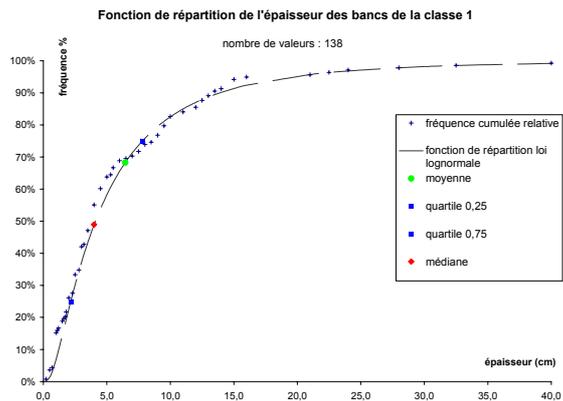
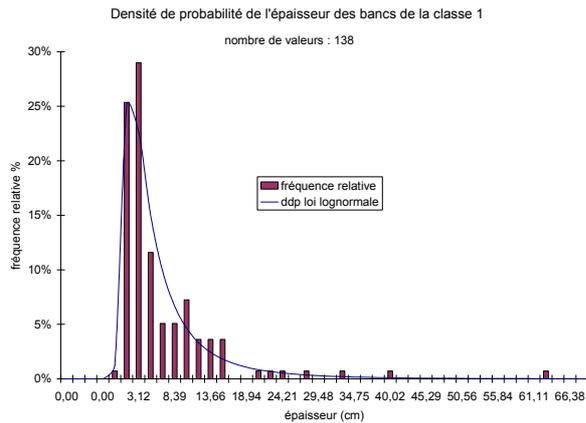
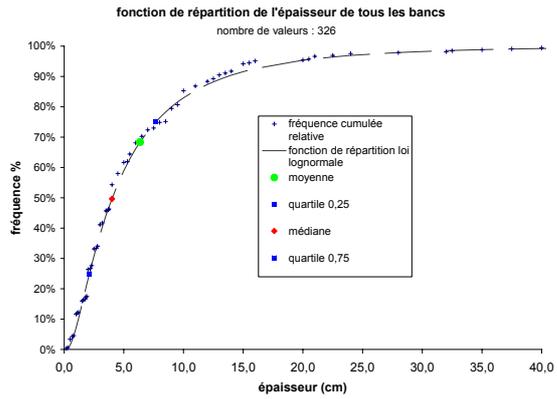
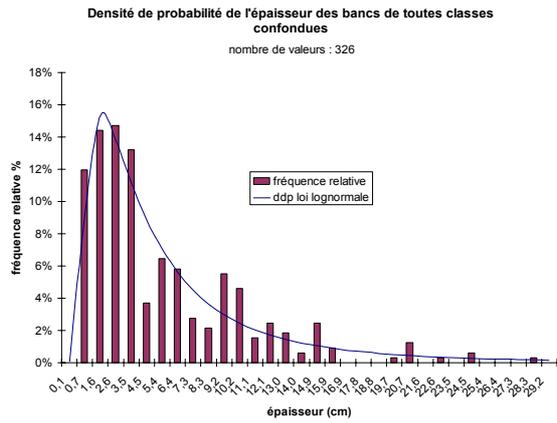


Figure 18 : Ajustement des lois de distribution de l'épaisseur

classe	loi	seuil	test du χ^2 de Pearson	test de Kolmogorov et Smirnov
1	Lognormale ($m=1,41$; $\sigma^2=0,906$)	1,0%	non rejet THS	non rejet
		5,0%	non rejet HS	non rejet
		10,0%	rejet S	
	Weibull ($\alpha=0,12$; $\beta=1,14$)	1,0%	non rejet THS	
		5,0%	rejet HS	
		10,0%	rejet S	
	exponentielle négative ($\lambda=0,18$)	1,0%	non rejet THS	
		5,0%	rejet HS	
		10,0%	rejet S	
2	Lognormale ($m=1,52$; $\sigma^2=0,92$)	1,0%	non rejet THS	non rejet
		5,0%	non rejet HS	non rejet
		10,0%	non rejet S	
	Weibull ($\alpha=0,06$; $\beta=1,43$)	1,0%	rejet THS	
		5,0%	rejet HS	
		10,0%	rejet S	
	exponentielle négative ($\lambda=0,17$)	1,0%	rejet THS	
		5,0%	rejet HS	
		10,0%	rejet S	
3	Lognormale ($m=1,25$; $\sigma^2=0,815$)	1,0%	non rejet THS	non rejet
		5,0%	non rejet HS	non rejet
		10,0%	non rejet S	
	Weibull ($\alpha=0,13$; $\beta=1,23$)	1,0%	non rejet THS	
		5,0%	non rejet HS	
		10,0%	non rejet S	
	exponentielle négative ($\lambda=0,22$)	1,0%	non rejet THS	
		5,0%	rejet HS	
		10,0%	rejet S	
global	Lognormale ($m=1,39$; $\sigma^2=0,910$)	1,0%	rejet THS	non rejet
		5,0%	rejet HS	non rejet
		10,0%	rejet S	
	Weibull ($\alpha=0,09$; $\beta=1,22$)	1,0%	rejet THS	
		5,0%	rejet HS	
		10,0%	rejet S	
	exponentielle négative ($\lambda=0,18$)	1,0%	rejet THS	
		5,0%	rejet HS	
		10,0%	rejet S	

Tableau 5 : Résultats des tests des différentes lois –THS : très hautement significatif ; HS : hautement significatif ; S : significatif- ; les lois écrites en gras, surlignées, sont celles qui ont été retenues avec les paramètres précisés

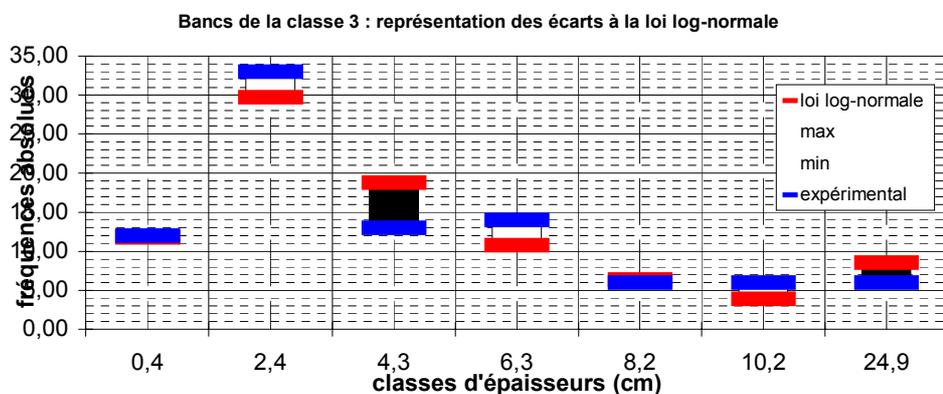
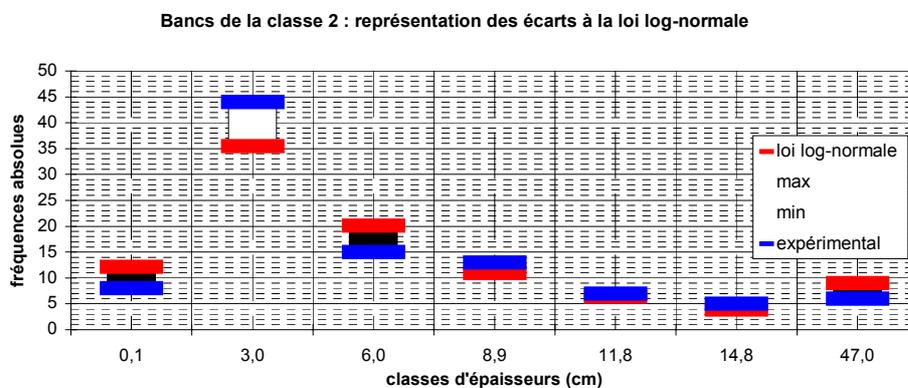
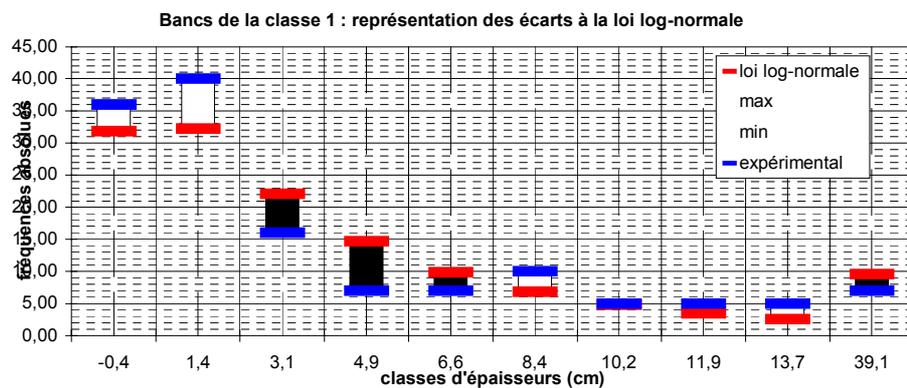
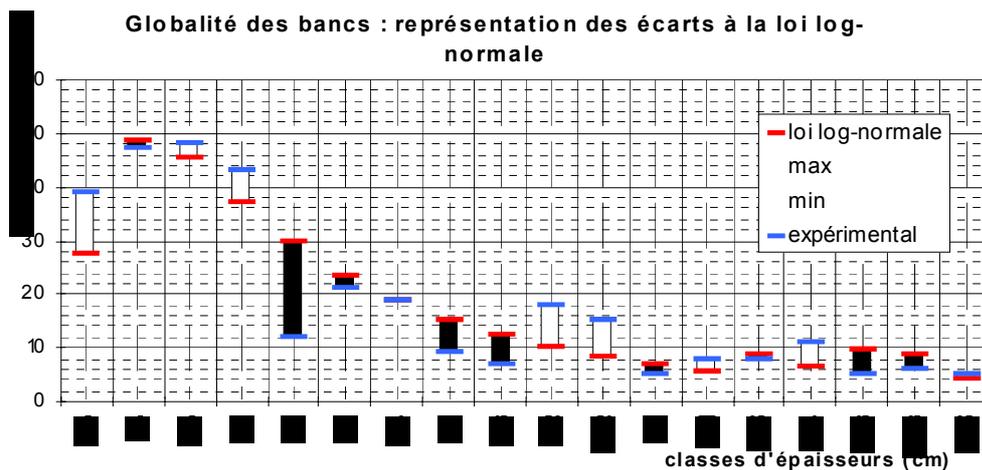


Figure 19 : Représentation graphique de l'écart de la loi de distribution ajustée à la répartition des échantillons

B. ETUDE STATISTIQUE DE LA FRACTURATION

DETERMINATION DES FAMILLES DE DISCONTINUITES ET DE LA DISPERSION DES INDIVIDUS

(d'après Mardia, 1972)

▪ Rappels sur la projection stéréographique

Le but de la projection stéréographique est de représenter en deux dimensions des objets en trois dimensions, afin d'effectuer des observations et des mesures portant sur des données angulaires. Cela s'effectue en deux étapes, d'abord la projection sphérique consiste à translater l'objet au centre d'une sphère unitaire, ensuite les points d'intersections entre un des deux hémisphères de la sphère sont projetés sur le plan équatorial selon le schéma ci-dessous, c'est la projection stéréographique.

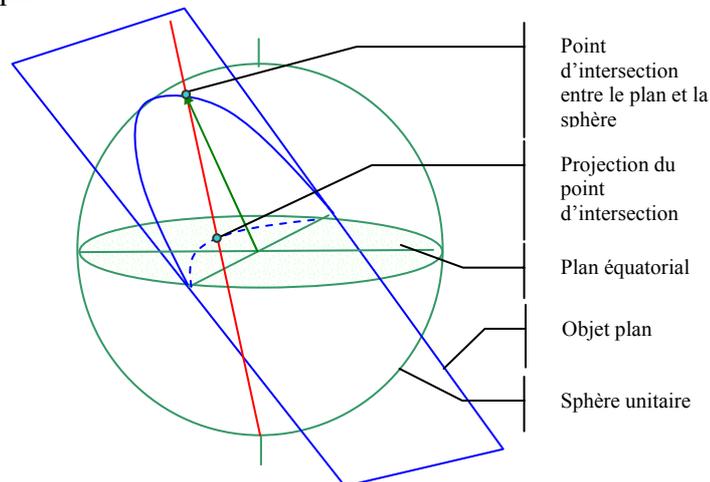


Figure 20 : Principe de la projection stéréographique de l'hémisphère supérieur

Deux types de projections peuvent être distinguées : la projection de Wulff, qui conserve les angles, et la projection de Schmidt, qui conserve les aires. La première est employée pour les calculs d'angles alors que la seconde est utilisée pour évaluer la densité de fracturation par exemple.

- Etude d'une famille de discontinuité : évaluation des paramètres de position et de dispersion.

L'étude des directions de plans se fait ici en coordonnées sphériques, par l'intermédiaire de leur normale, ou pôle, nommé ici OP, dont on définit les coordonnées (l_i, m_i, n_i) à l'intérieur de la sphère unitaire en fonction des axes l, m, n (coordonnées cartésiennes) :

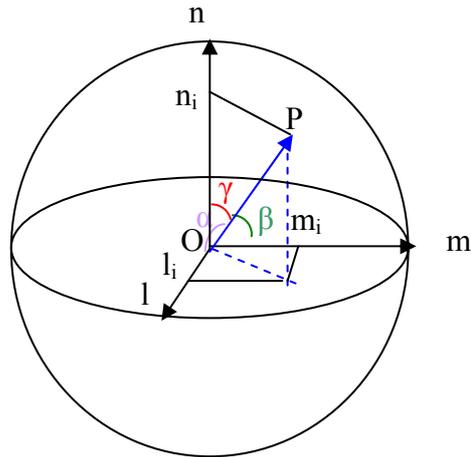


Figure 21 : Définition des coordonnées d'un vecteur OP

(l_o, m_o, n_o) sont les cosinus directeurs du vecteur unitaire OP :

$$l_i = \cos \alpha \quad m_i = \cos \beta \quad n_i = \cos \gamma$$

et α, β, γ les angles entre le vecteur OP et les axes l,m,n.

Lors de l'étude d'un nuage de points issu de pôles de fractures de la même famille, on définit pour chaque individu i ses coordonnées (l_i, m_i, n_i) ; les coordonnées du vecteur résultant sont alors :

$$\bar{l}_o = \sum_{i=1}^n l_i / R \quad \bar{m}_o = \sum_{i=1}^n m_i / R \quad \bar{n}_o = \sum_{i=1}^n n_i / R$$

où R est la longueur de la résultante des n vecteurs normaux :

$$R = \{(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2\}^{1/2}$$

La longueur R de la résultante est un indicateur de la dispersion des individus :

- R est grand si les individus sont groupés autour d'une direction donnée
- R est petit lorsque les individus sont dispersés

La dispersion peut également être analysée par la mesure de la variance So autour de la moyenne.

$$So = 1-R$$

La dispersion augmente alors avec la variance. Celle-ci peut se décomposer en deux termes : la variation des individus autour de la moyenne de l'échantillon et la distance de la moyenne de l'échantillon à la moyenne réelle.

Il est habituel de compléter cette étude simple de la dispersion par la distribution du nuage de points. Ceci est possible en calculant son moment d'inertie :

Pour n points de direction $u'(x',y',z')$ autour d'une direction fixe u (direction moyenne d'une famille de discontinuités),

$$M = u'Bu$$

où

$$B = nI-T$$

et T une matrice 3*3 symétrique, qui regroupe la somme des produits des (l_i, m_i, n_i) cosinus directeurs de n pôles constituant la famille directionnelle :

$$T = \begin{bmatrix} \sum l_i^2 & \sum l_i m_i & \sum l_i n_i \\ \sum l_i m_i & \sum m_i^2 & \sum m_i n_i \\ \sum l_i n_i & \sum m_i n_i & \sum n_i^2 \end{bmatrix}$$

Cette matrice, carrée symétrique, peut être diagonalisée. Soient λ_1 , λ_2 et λ_3 ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$) ses valeurs propres et t_1 , t_2 et t_3 les vecteurs propres associés, on peut alors effectuer les remarques suivantes, déduites des propriétés des vecteurs et valeurs propres :

- Si tous les λ_i sont différents, les vecteurs propres t_i forment un nouveau système de coordonnées qui permet de percevoir le maximum de dispersion du nuage de point (principe de la diagonalisation). Dans le cas contraire, la direction des axes n'est plus unique et une infinité de positions orthogonales peut être choisie.
- Dans l'hypothèse de valeurs propres décroissantes, le premier axe absorbe la plus grande part de variance ; c'est autour de lui que se concentrera le nuage de point.

Ainsi, on peut effectuer une classification de la distribution des individus à partir des valeurs propres :

Relations entre valeurs propres		Type de distribution	Autres
$\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$		uniforme	Les axes n'ont pas d'orientation unique
$\lambda_1 \gg \lambda_2, \lambda_3$			
	$\lambda_3 \neq \lambda_2$	Unimodale si R est grand, sinon bimodale	Concentration des points à une extrémité de t_1 Concentration des points aux deux extrémités de t_1
	$\lambda_3 = \lambda_2$	Unimodale si R est grand, sinon bipolaire	Symétrie de rotation autour de t_1
$\lambda_1, \lambda_2 \gg \lambda_3$			
	$\lambda_1 \neq \lambda_2$	En anneau	En anneau plan formé par t_2 et t_1
	$\lambda_1 = \lambda_2$	En anneau symétrique	Symétrie de rotation autour t_3

APPLICATION A LA FRACTURATION RELEVÉE SUR LE SITE
DES VIVIERS-BASQUES

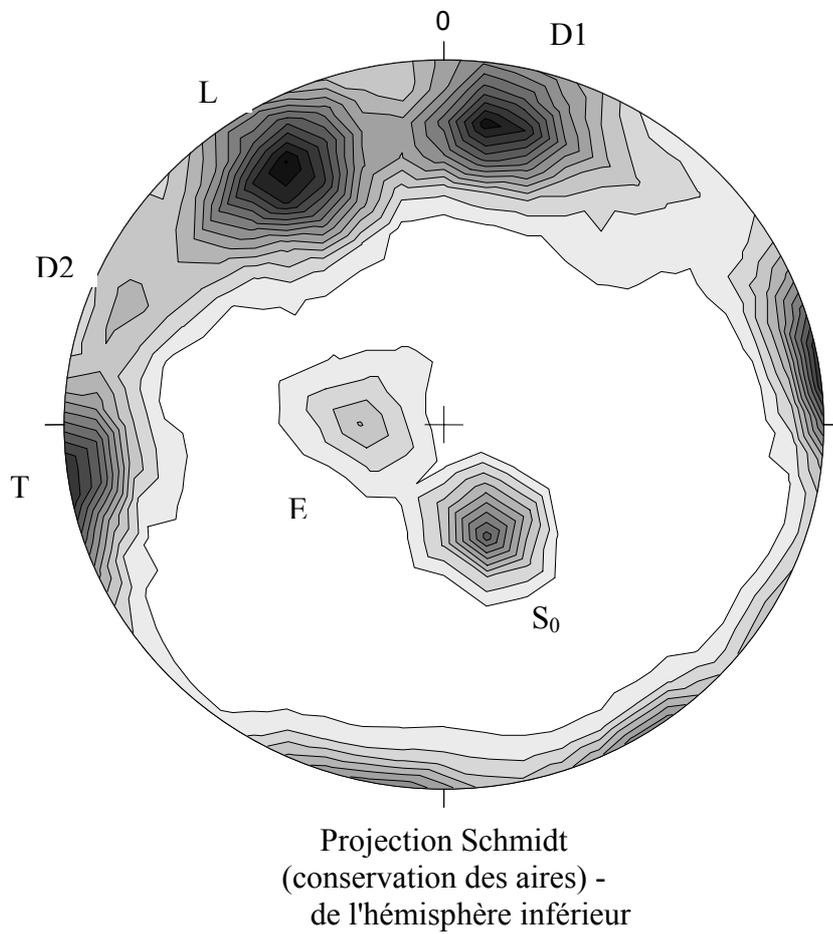


Figure 22 : Densité des pôles de fractures relevées sur l'ensemble de la falaise et identification des familles – abaque de Schmidt

Tableaux récapitulatifs des paramètres de dispersion des familles de discontinuités :

Nombre total de valeurs : 432

famille (classe 1)	nombre de mesures	plan associé au vecteur moyen :	R	taux d'absorption de la variance totale par valeur propre (%)			vecteurs propres			plan associé au vecteur propre d1
				λ	λ	λ	d3	d2	d1	
So	28	N70°-25°NW	0,99	67,9	23,5	8,6	159.6 / 64.9	303.4 / 20.7	38.6 / 13.5	N70°-25°NW
D1	131	N108°-73°SW	0,93	59,1	34,5	6,3	16.8 / 17.3	285.5 / 4.2	182.4 / 72.1	N107°-73°SW
T	84	N171°-85NE	0,96	48,7	38,3	13,0	261.6 / 4.7	1.1 / 63.7	169.3 / 25.9	N171°-85NE
D2	38	N26°-80°SE	0,96	64,1	25,9	10,0	296.4 / 10.3	95.7 / 79.0	205.7 / 3.8	N26°-80°NE
L	145	N59°-71°SE	0,96	64,4	24,2	11,5	329.0 / 19.4	162.8 / 70.0	60.6 / 4.4	N59°-71°SE

Tableau 6 : Analyse des paramètres de dispersion des familles de discontinuité des bancs de la classe 1

<i>famille (classe 1)</i>	<i>remarques</i>	<i>interprétation</i>
So	R est grand λ_1 absorbe une part élevée de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 \neq \lambda_3$	la distribution est unimodale concentration du nuage autour de λ_1 la direction moyenne est conservée
D1	λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 \neq \lambda_3$	la distribution est unimodale concentration du nuage autour de λ_1 la direction moyenne est conservée, mais on note une variabilité marquée
T	R est grand λ_1 absorbe moins de la moitié de la variance totale : la part absorbée est relativement faible $\lambda_1 \neq \lambda_2 \gg \lambda_3$	la distribution est unimodale le nuage de point se distribue autour du plan formé par λ_1 et λ_2 la direction moyenne est conservée, mais on note une variabilité marquée
D2	λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 \neq \lambda_3$	la distribution est unimodale concentration du nuage autour de λ_1 la direction moyenne est conservée, mais on note une variabilité marquée
L	λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 \neq \lambda_3$	la distribution est unimodale concentration du nuage autour de λ_1 la direction moyenne est conservée, mais on note une variabilité marquée

Tableau 7 : Analyse des paramètres de dispersion des familles de discontinuité des bancs de la classe 1

Nombre total de valeurs : 115

famille (classe 2)	nombre de mesures	plan associé au vecteur moyen :	\bar{R}	taux d'absorption de la variance totale par valeur propre (%)			vecteurs propres			plan associé au vecteur propre d1
				λ	λ	λ	d3	d2	d1	
So	10	N68°-27°NW	0,99	25,0	54,7	20,3	157.5 / 63.5	318.0 / 25.1	51.6 / 7.8	N68°-27°NW
E	18	N4°-19°SE	0,98	27,6	64,0	8,5	270.9 / 70.0	117.6 / 18.0	24.8 / 8.4	N1°-20°SE
D1	50	N102°-79°SW	0,95	51,1	39,6	9,3	11.8 / 10.9	106.5 / 23.3	258.4 / 64.0	N102°-79°SW
T	10	N166°-90°	0,96	62,1	27,2	10,7	76.0 / 0.7	345.2 / 49.5	166.6 / 40.5	N166°-89°NE
D2	11	N26°-82°SE	0,96	39,6	54,3	6,1	296.2 / 8.4	44.0 / 64.3	202.4 / 24.1	N26°-82°SE
L	16	N61°-81°SE	0,97	65,3	20,8	13,9	331.0 / 9.3	224.4 / 60.1	66.0 / 28.1	N61°-81°SE

Tableau 8 : Paramètres de dispersion des familles de discontinuités des bancs de la classe 2

famille (classe 2)	remarques	interprétation
So	R est grand λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 = \lambda_3$ R est grand	la distribution est unimodale le nuage de point est concentré autour de λ_1 qui est de plus axe de symétrie la direction moyenne est conservée la distribution est unimodale
E	R est grand λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 \neq \lambda_3$	la distribution est unimodale concentration du nuage autour de λ_1 la direction moyenne est conservée
D1	λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \neq \lambda_2 \gg \lambda_3$	la distribution est unimodale le nuage de point se distribue autour du plan formé par λ_1 et λ_2 la direction moyenne est conservée, mais on note une variabilité marquée
T	λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 \neq \lambda_3$	la distribution est unimodale concentration du nuage autour de λ_1 la direction moyenne est conservée, mais on note une variabilité marquée
D2	λ_1 absorbe plus de la moitié de la variance totale $\lambda_1 \neq \lambda_2 \gg \lambda_3$	la distribution est unimodale le nuage de point se distribue autour du plan formé par λ_1 et λ_2 la direction moyenne est conservée, mais on note une variabilité marquée
L	λ_1 absorbe une part élevée de la variance totale $\lambda_1 \gg \lambda_2 \neq \lambda_3$	la distribution est unimodale concentration du nuage autour de λ_1 la direction moyenne est conservée

Tableau 9 : Analyse des paramètres de dispersion des familles de discontinuité des bancs de la classe 2

C . LA PSEUDO-SECTION

(d'après Frappa, 1998)

Les roches et sols constituant un terrain forment un complexe plus ou moins conducteur d'électricité. Trois propriétés différentes permettent cette conductivité :

- certains minéraux sont naturellement des conducteurs électriques, la conduction se fait alors par déplacement des électrons (conductivité électronique). Ce sont par exemple, les oxydes, les sulfures et les schistes graphiteux.

- dans la plupart des terrains la conductivité se fait par l'intermédiaire des fluides contenus dans les pores et les fissures (conductivité électrolytique).

- la structure en feuillets des argiles associée à la présence d'atomes chargés négativement à leurs frontières (oxygène), permet la circulation d'ions positifs dans le réseau cristallin.

Ces propriétés sont exploitées en géophysique par le biais des méthodes dites électriques, et en particulier par la méthode des résistivités, utilisée dans le cadre de cette étude. Elle consiste en l'injection d'un courant dans le sol, à l'aide d'électrodes nommées habituellement A et B, suivie de la mesure d'une différence de potentiel entre deux électrodes, M et N, donnant ainsi des informations sur la résistance d'un certain volume de terrain. On peut, au choix, injecter un courant continu ou un courant alternatif. Ce dernier ne permet qu'une pénétration très limitée dans les sols conducteurs, c'est pour cela qu'il lui est préféré le courant continu.

En courant continu l'appareil de mesure de la résistivité se compose d'une source de courant (batterie dans notre cas), d'un ampèremètre et d'un voltmètre. On mesure une résistivité dite apparente, car elle est issue de la combinaison de toutes les résistivités des différents terrains présents dans un volume de sol donné ; elle est égale à la résistivité vraie dans l'hypothèse d'un sol homogène. Elle est également influencée par la géométrie du dispositif. "En fait, la méthode des résistivités se conçoit comme la comparaison entre un modèle réel, avec une géologie quelconque et un modèle idéal, où le sol serait homogène" (Frappa, 1998). Cette comparaison permet de rétablir les résistivités vraies à la position de mesure, définie au centre du dispositif, à la profondeur déterminée. La profondeur d'investigation croît avec l'écartement des électrodes d'injection, mais il n'existe pas de relation simple entre cet écartement et la profondeur investiguée.

Pour une géométrie donnée, on mesure une résistivité apparente $\rho_a = K \frac{dV}{I}$, où K est un facteur géométrique fonction du type de dispositif $\frac{1}{K} = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)$, dV est la différence de potentiel (en Volts) et I l'intensité (Ampères) du courant. AM, BM, BN, AN sont les distances entre chacune de ces électrodes.

Lors de notre étude, deux dispositifs ont été utilisés : le dipôle-dipôle et le pôle-dipôle.

Le dipôle-dipôle est constitué, comme son nom l'indique, de deux dipôles, un dipôle d'injection AB et un dipôle de mesure MN, de même espacement inter-électrodes, noté b, et séparés d'une distance R. Souvent, et ce sera le cas ici, R est un multiple de b (figure 23 ci-dessous). Pour ce dispositif, le facteur géométrique K vaut : $K = \frac{2\pi R^3}{b^2}$

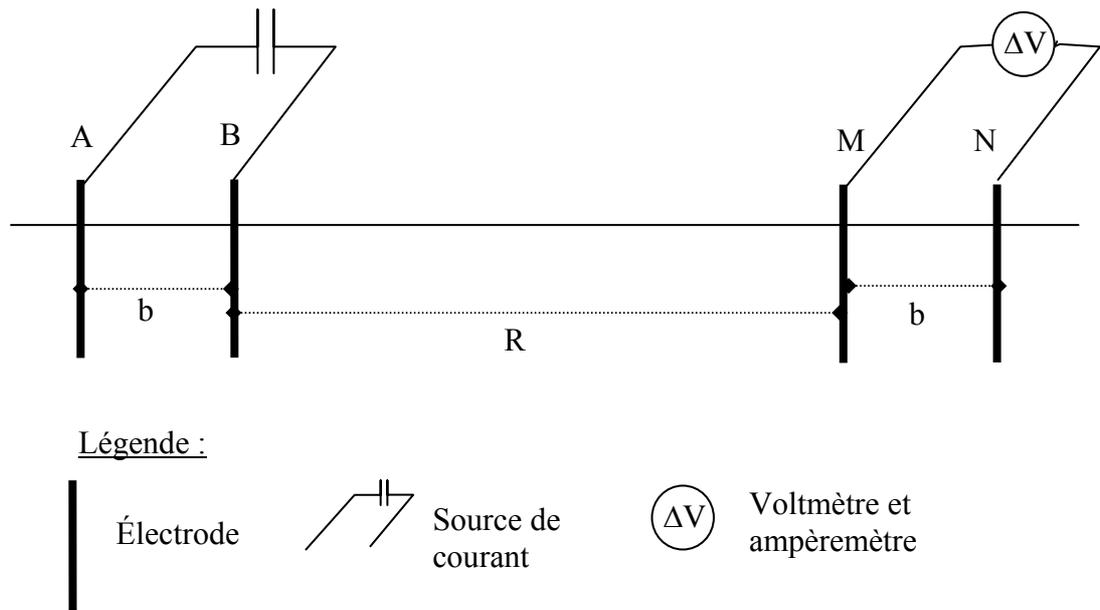


Figure 23 : Dispositif du dipôle-dipôle

Le pôle-dipôle, ou tripôle, est constitué d'un dipôle de mesure et d'une électrode d'émission, la seconde électrode, B, étant placée à l'infini (figure 24). Le facteur géométrique dépend uniquement de la distance a de A au dipôle de réception.

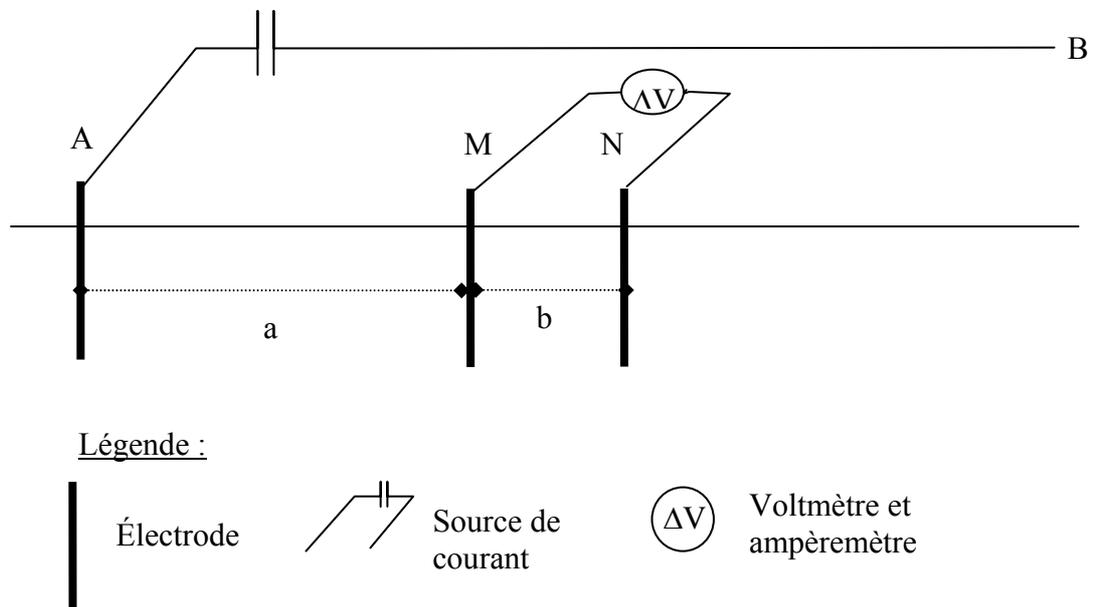


Figure 24 : dispositif du pôle-dipôle

Chaque dispositif de mesure peut être utilisé selon deux procédés : le sondage électrique vertical permet, par l'augmentation des dimensions géométriques, de mesurer la résistivité du sol à des profondeurs croissantes ; le traîné électrique mesure la résistivité à une profondeur constante le long d'un profil.

La pseudo-section ou panneau électrique est la combinaison de ces deux méthodes de prospection électrique. Elle permet d'obtenir une information continue, à deux dimensions, dans un plan vertical.

Le principe de cette méthode est de réaliser plusieurs profils avec différentes distances inter-dipôles ou entre A et MN, donc à des profondeurs d'investigations croissantes. Le point de mesure apparent est reporté à 45° du centre des deux dispositifs (dans le cas du pôle-dipôle, l'électrode A est considérée comme étant le dispositif ; l'électrode à l'infini n'intervient pas dans la géométrie de positionnement des points de mesure). Afin de réduire les manipulations, on systématise les mesures et on interconnecte plusieurs dizaines d'électrodes par l'intermédiaire d'une flûte électrique. Chaque électrode possède son adresse et peut séquentiellement prendre l'identité d'une électrode de courant ou de potentiel (figure 25 ci-dessous).

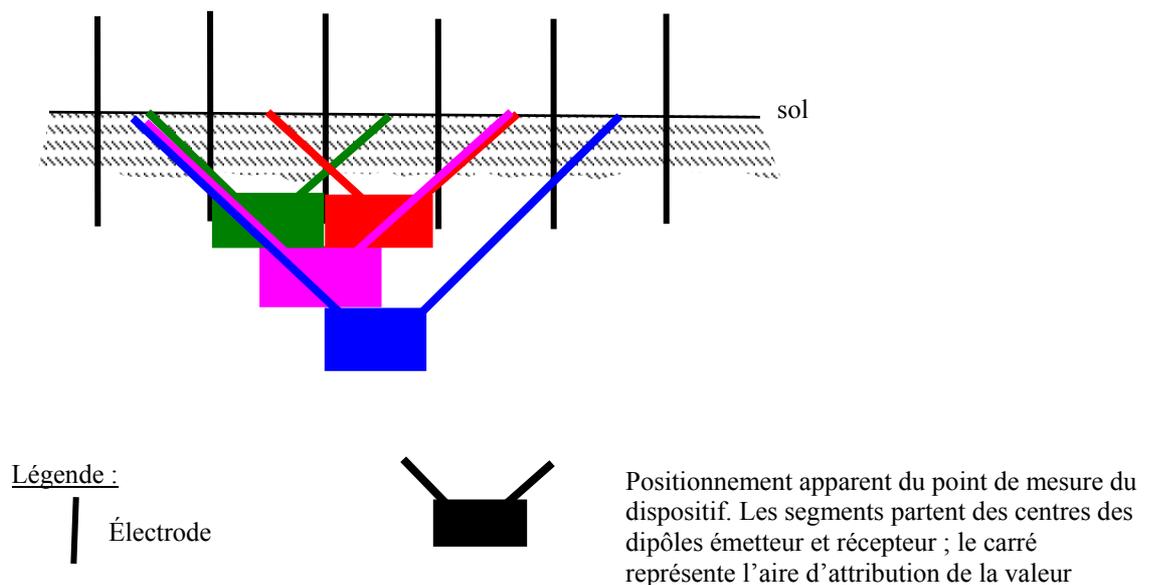


Figure 25 : Schématisation des mesures lors d'une pseudo-section, du changement d'identité de chacune des électrodes et report conventionnel des résistivités apparentes dans le dispositif dipôle-dipôle

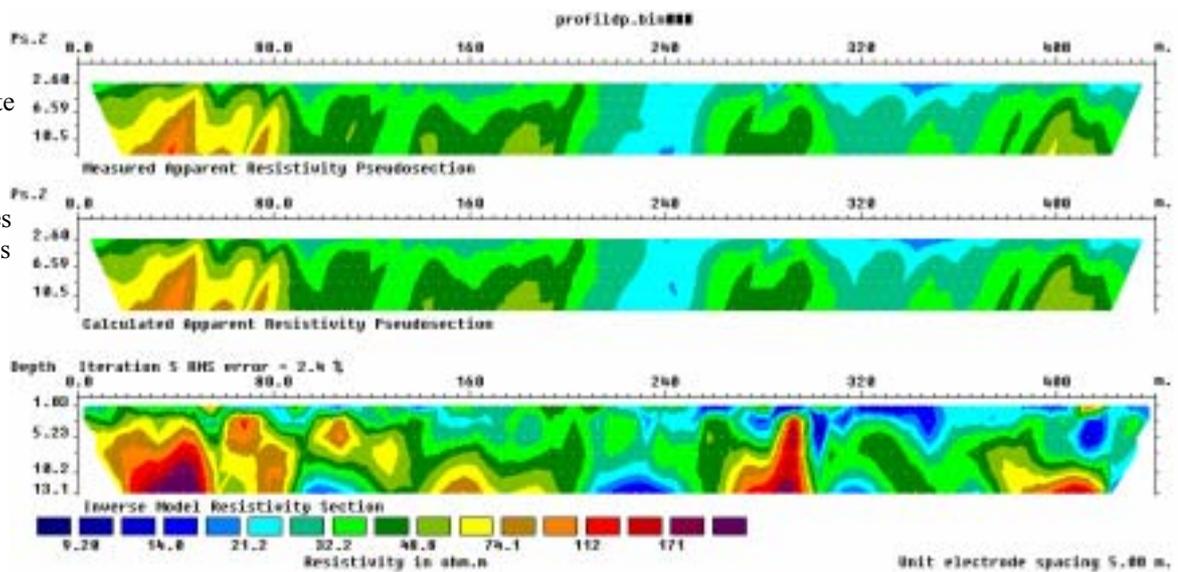
Dans le cadre de notre étude, un dispositif de 48 électrodes alignées et distantes de 5 m a été utilisé pour le dipôle-dipôle et le même dispositif auquel nous avons ajouté une électrode à l'infini pour le pôle-dipôle (soit 49 électrodes).

Les valeurs de résistivité apparente sont alors reportées selon le principe évoqué ci-dessus, et les courbes d'iso-résistivités sont tracées. Le graphique obtenu s'appelle la pseudo-section. Son interprétation est délicate. En effet la forme des anomalies observées dépend du dispositif utilisé. C'est pour cela qu'on a recours à l'inversion, réalisée ici grâce au logiciel Res2dinv©^{GEOTOMO} utilisé en configuration éléments finis. Concrètement, un modèle de répartition de résistivités vraies est créé à partir des données de terrain. On calcule ensuite les résistivités apparentes qu'on obtiendrait avec cette configuration. Ce dernier graphique est comparé à la pseudo-section expérimentale. Les différences entre ces deux graphiques sont ensuite utilisées pour modifier le modèle jusqu'à l'obtention d'une bonne concordance entre résistivité calculée et mesurée ; un pourcentage d'erreur quantifie les différences. Lorsque celui-ci est acceptable, le modèle est une solution du problème (modèles acceptés, inversions et données brutes du pôle-dipôle et du dipôle-dipôle sur les figures suivantes).

Pseudo-section expérimentale : carte des résistivité apparentes

Carte des résistivités apparentes calculées

Section : carte des résistivités et des profondeurs « vraies »



Pseudo-section expérimentale : carte des résistivité apparentes

Carte des résistivités apparentes calculées

Section : carte des résistivités et des profondeurs « vraies »

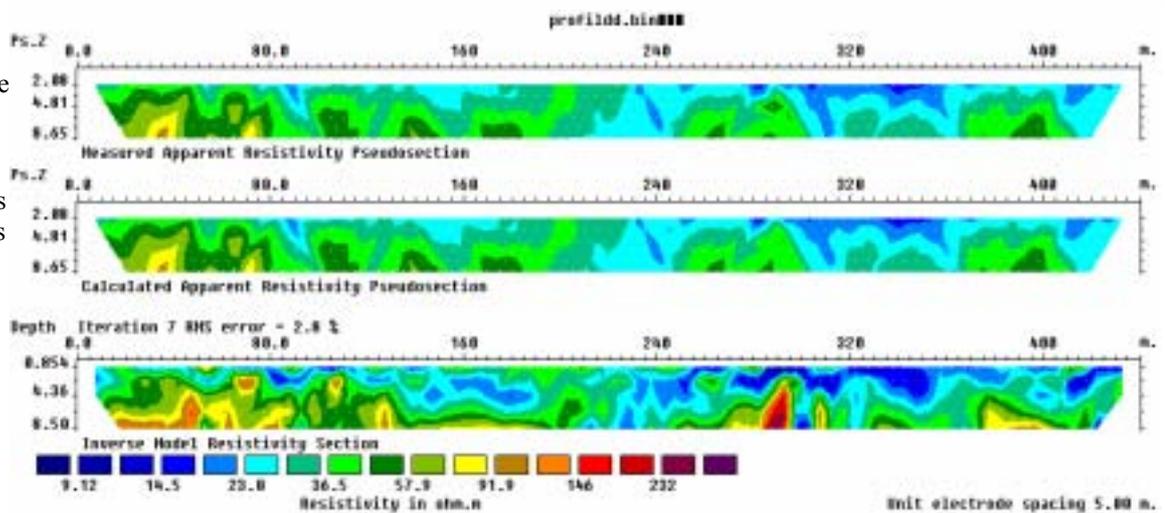
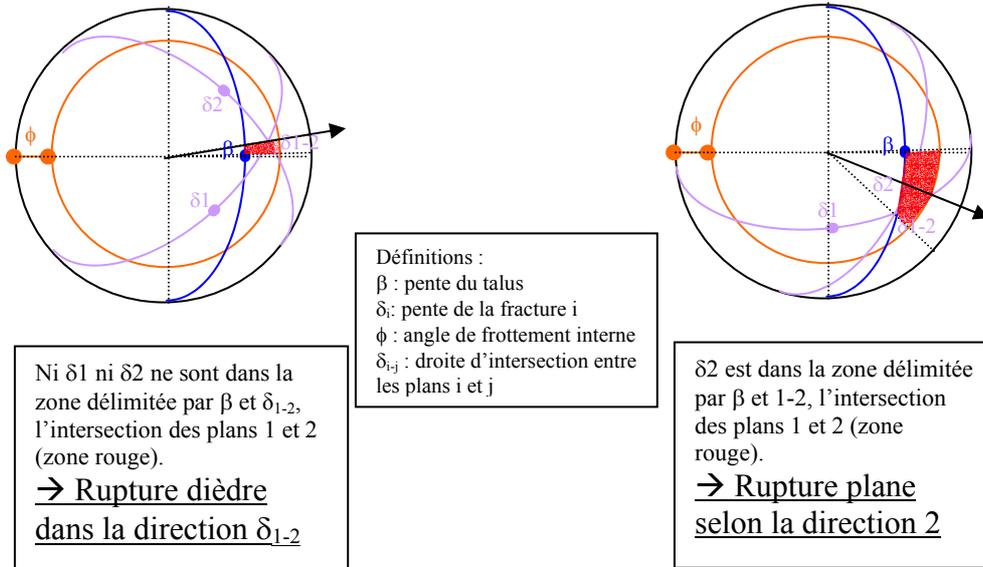


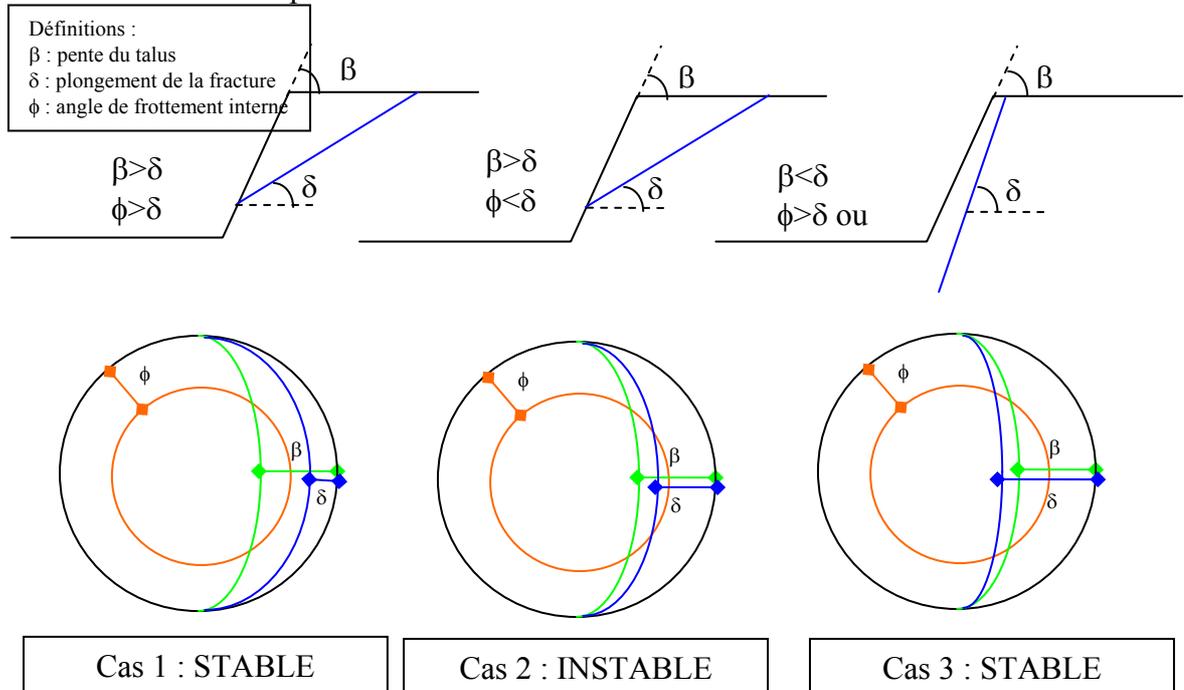
Figure 26 : Inversion des pseudos-sections pour le pôle-dipôle (en haut) et le dipôle-dipôle (en bas)

D. CINEMATIQUE DES GLISSEMENTS :

- *Détermination du type de glissement : glissement plan ou dièdre ?*
Etude de cas avec deux fractures :



- *Stabilité des plans de glissements : Méthode de Markland*
Etude de trois cas simplifiés avec 1 fracture :



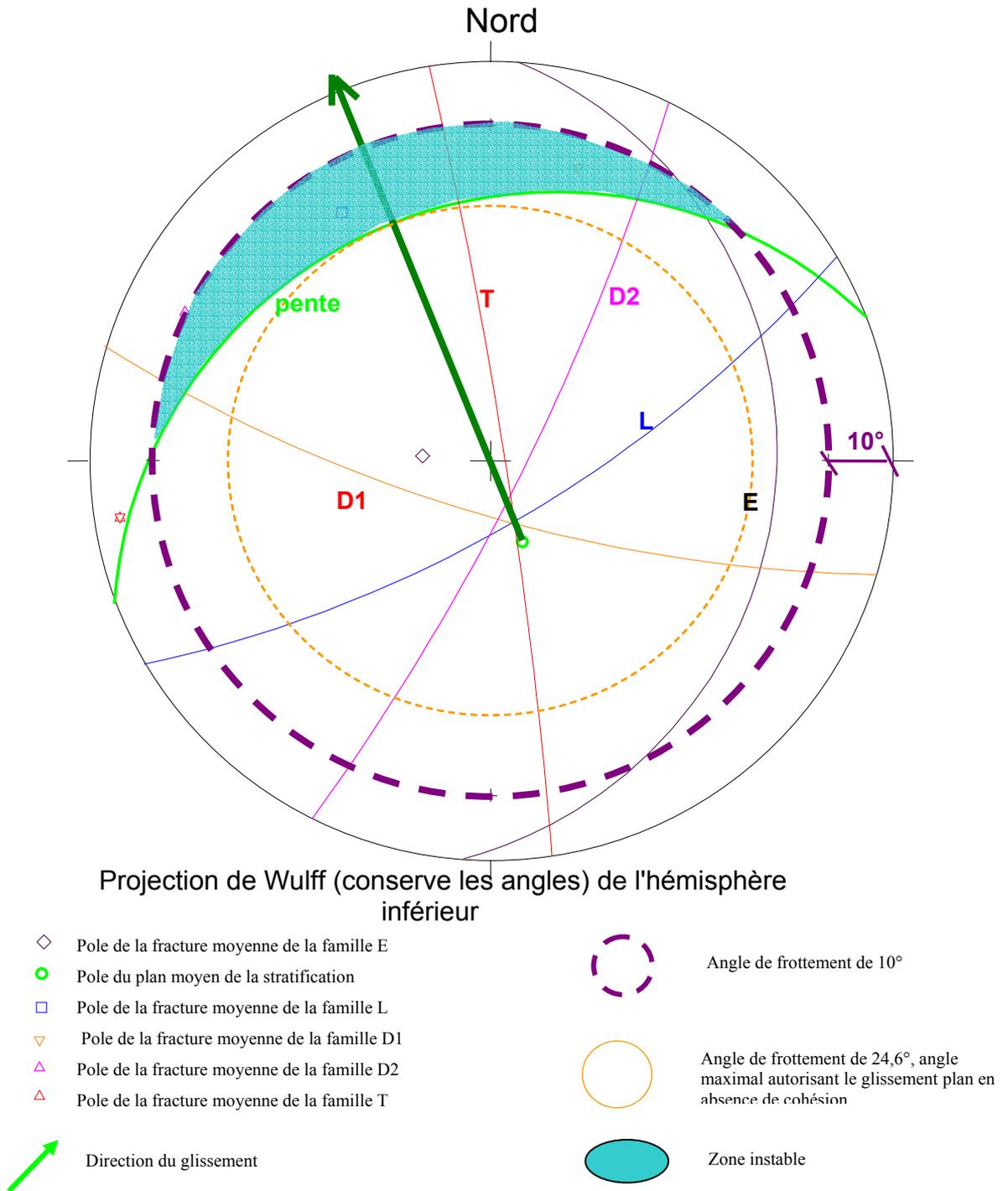


Figure 27 : Etude cinématique de la stabilité des falaises des Viviers-Basques

E. DETERMINATION DES PARAMETRES MECANIQUES PAR LA METHODE DU GSI

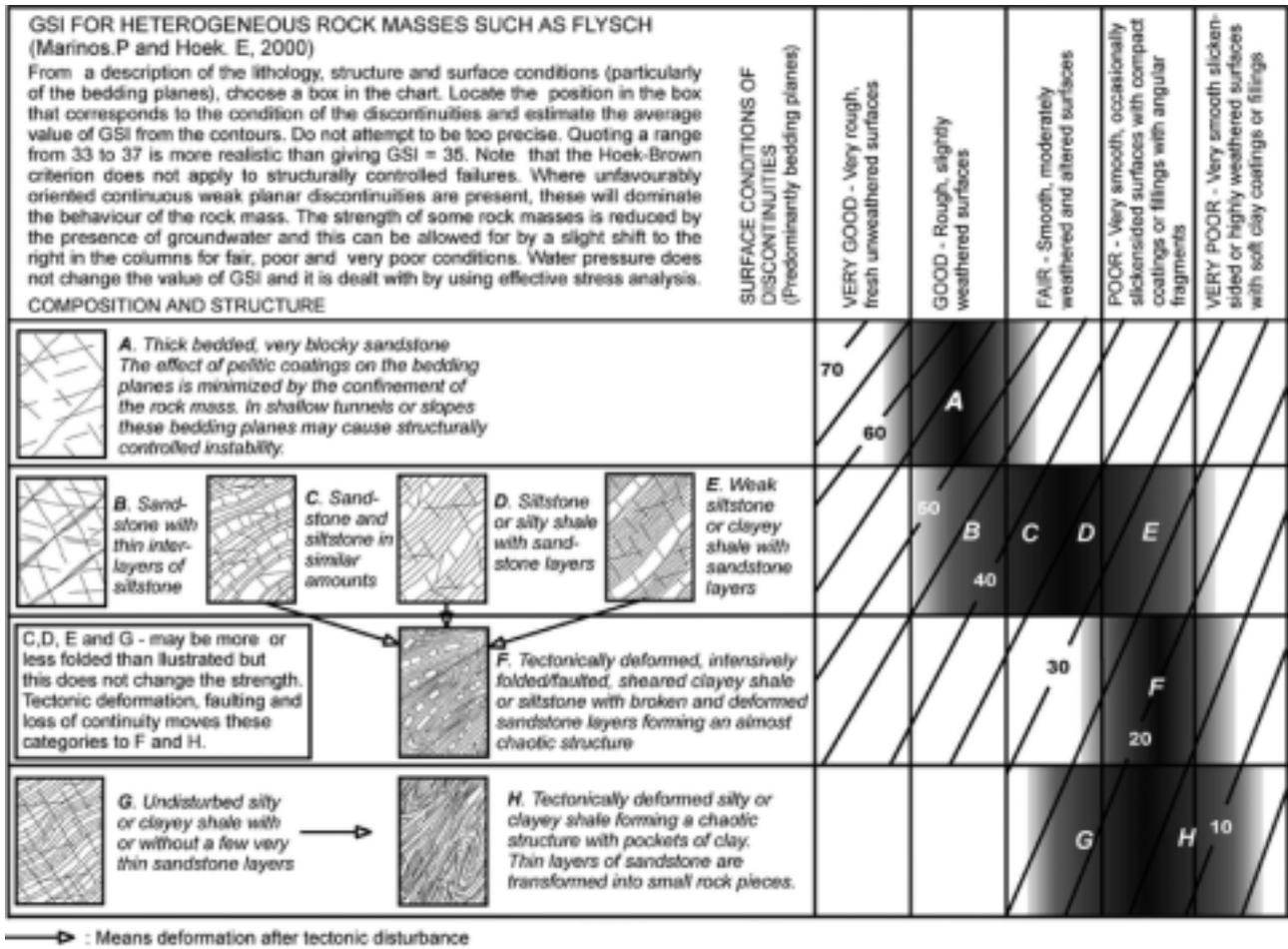


Tableau 10 : GSI pour les massifs rocheux hétérogène tels les flyschs (Marinos et Hoek, 2001)

Détermination des paramètres mécaniques (d'après Moralès *et al.*, 2004 et Marinos et Hoek, 2001) :

Définition des différents paramètres :

- m_b = Constante m pour le massif rocheux (critère de rupture de Hoek-Brown)
- s = Constante s (critère de rupture de Hoek-Brown)
- a = Constante a (critère de rupture de Hoek-Brown)
- φ' = Angle de frottement interne
- c' = Cohésion (MPa)
- σ_{tm} = Résistance à la traction du massif rocheux (MPa)
- σ_c = Résistance à la compression uniaxiale du massif rocheux (MPa)
- σ'_{cm} = Résistance du massif rocheux (MPa)
- E_m = Module de déformation (MPa)

Formules (Hoek *et al.*, 2002) :

- Contrainte normale² : si la profondeur est supérieure à 30 m, alors σ_{ci} , sinon poids volumique $\times 0,25$
- $m_b = m_i \times e^{(GSI-100)/28}$
- $s = \text{si } GSI > 25, \text{ alors } e^{(GSI-100)/9}, \text{ sinon } 0$
- $a = \text{si } GSI > 25, \text{ alors } 0,5, \text{ sinon } 0,65 - GSI/200$
- $\sigma_{tm} = 0,5 \times \sigma_{ci} \times (m_b - \sqrt{(m_b^2 + 4 \times s)})$
- $\sigma_3 = \text{valeur initiale } 1^{e-10} ; \text{ puis } 7 \text{ valeurs de } \sigma_n/28 \text{ à } \sigma_n/4$
- $\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_{ci} \times (((m_b \times \sigma_3)/\sigma_{ci}) + s)^a$
- $\delta\sigma_1/\delta\sigma_3 = \text{si } GSI > 25, \text{ alors } (1 + (m_b \times \sigma_{ci}) / (2 \times (\sigma_1 - \sigma_3))) \text{ sinon, } 1 + (a \times m_b^a) \times (\sigma_3/\sigma_{ci})^{(a-1)}$
- $\sigma_n = \sigma_3 + (\sigma_1 - \sigma_3) / (1 + d\sigma_1 d\sigma_3)$
- $\tau = (\sigma_n - \sigma_3) \times \text{RACINE}(d\sigma_1 d\sigma_3)$
- $x = \text{LOG}((\sigma_n - \sigma_{tm})/\sigma_{ci})$
- $y = \text{LOG}(\tau/\sigma_{ci})$
- $A = 10^{(\text{somme } y/8 - B \times \text{somme } x/8)}$
- $B = (\text{somme } xy - (\text{somme } x \times \text{somme } y)/8) / (\text{somme } x^2 - ((\text{somme } x)^2)/8)$
- $k = (\text{somme } \sigma_3 \sigma_1 - ((\text{somme } \sigma_3) \times (\text{somme } \sigma_1))/8) / (\text{somme } \sigma_3^2 - ((\text{somme } \sigma_3)^2)/8)$
- $\varphi = (\text{SIN}^{-1}((k-1)/(k+1)))$
- $c = \sigma_{cm} / (2 \times \text{RACINE}(k))$
- $E = \text{SI } \sigma_{ci} > 100 \text{ alors } 1000 \times 10^{((GSI-10)/40)} \text{ sinon } \sqrt{(\sigma_{ci}/100) \times 1000 \times 10^{(GSI-10)/40}}$
- $\tau_{calc} = A \times \sigma_{ci} \times ((\sigma_n - \sigma_{tm})/\sigma_{ci})^B$
- $\sigma_3 \tan(\varphi) = \sigma_{cm} + k \times \sigma_3$
- $\sigma_n \tan(\varphi) = coh + \sigma_n \times \text{TAN}(\varphi)$

² Pour les profondeurs de la surface à 30m, la contrainte réelle sur la surface de rupture est calculée par le tableur. Pour une profondeur supérieure à 30 m, le niveau de contrainte est maintenu constant à la valeur de la profondeur 30 m.

σ_{ci}	26	MPa	m_i	5,2		GSI	30	
profondeur de la surface de glissement	2	m	masse volumique	0,022	MN/m ³			
contrainte normale (σ_n)	0,044	MPa	m_b	0,427		s	0,0004189	
a	0,500		σ_{tm}	-0,0255	MPa	A	0,4066	
B	0,7219		k	8,81		φ'	52,76	°
coh	0,092	MPa	σ_{cm}	0,55	MPa	E	1612	MPa

Tableau 11 : Calculs des paramètres mécaniques (en MPa) – les calculs sont effectués à partir de $\sigma_3=0$, puis $\sigma_3=\sigma_n/28$ à $\sigma_n/4$

Valeurs de σ_3	0	$\sigma_n/28$	$\sigma_n/24$	$\sigma_n/20$	$\sigma_n/16$	$\sigma_n/12$	$\sigma_n/8$	$\sigma_n/4$
σ_3	1E-10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
σ_1	0,53	0,55	0,55	0,56	0,56	0,57	0,59	0,65
$\delta\sigma_1/\delta\sigma_3$	11,43	11,12	11,07	11,00	10,91	10,75	10,46	9,72
σ_n	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07
τ	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,17	0,19
x	-2,58	-2,56	-2,55	-2,55	-2,54	-2,53	-2,50	-2,43
y	-2,25	-2,24	-2,23	-2,23	-2,22	-2,21	-2,20	-2,15
x*y	5,82	5,72	5,70	5,68	5,64	5,59	5,49	5,23
X ²	6,66	6,53	6,51	6,48	6,44	6,38	6,25	5,92
$\sigma_3\sigma_1$	5,3E-11	8,6E-04	1,0E-03	1,2E-03	1,5E-03	2,1E-03	3,3E-03	7,1E-03
σ_3^2	1,00E-20	2,47E-06	3,36E-06	4,84E-06	7,56E-06	1,34E-05	3,03E-05	1,21E-04
τ_{calc}	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,17	0,19
$\sigma_3 \tan(\varphi)$	0,53	0,55	0,55	0,56	0,56	0,57	0,59	0,65
$\sigma_n \tan(\varphi)$	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,17	0,19